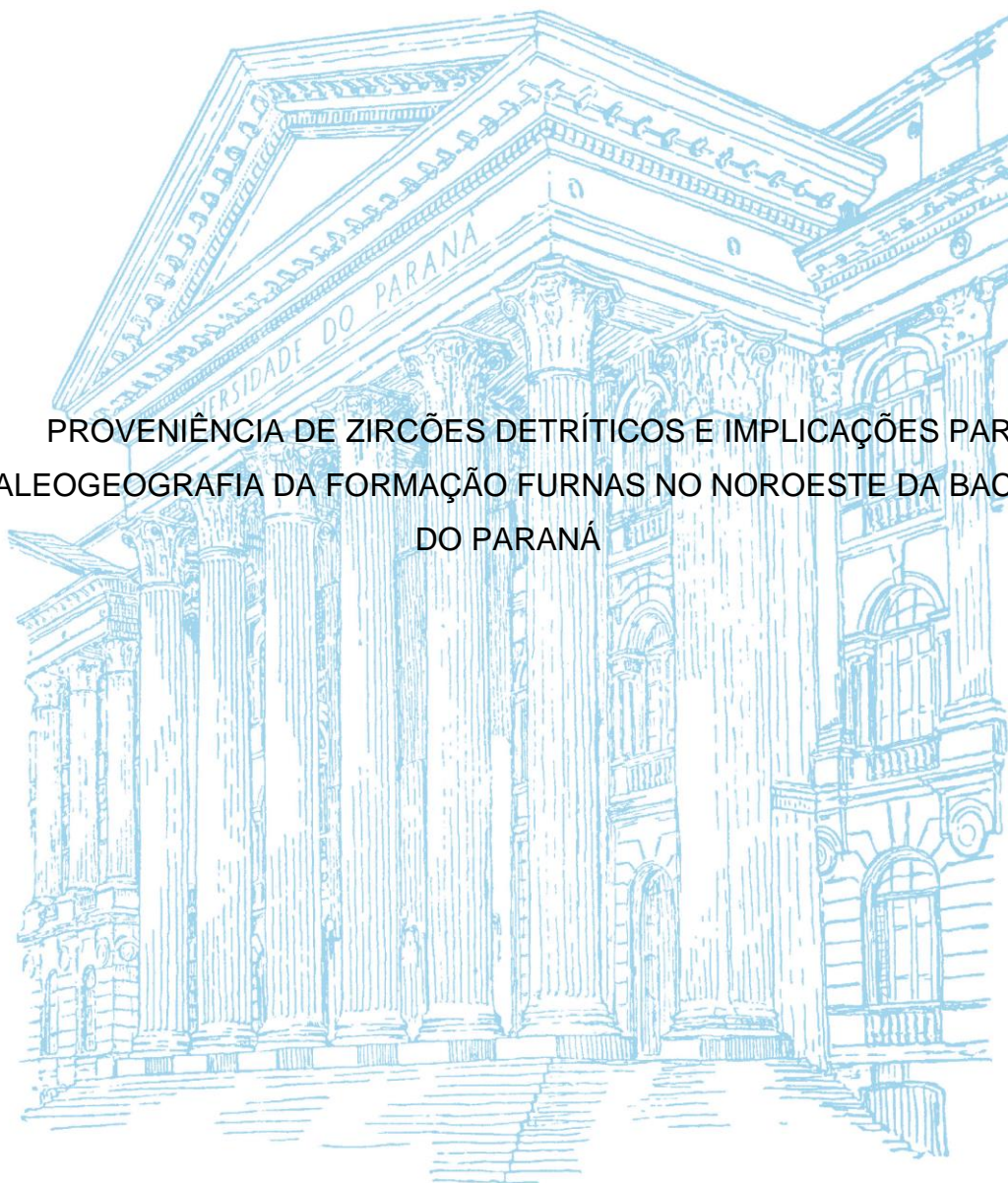


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

THAIS BORBA SANTOS

PROVENIÊNCIA DE ZIRCÕES DETRÍTICOS E IMPLICAÇÕES PARA A
PALEOGEOGRAFIA DA FORMAÇÃO FURNAS NO NOROESTE DA BACIA
DO PARANÁ



CURITIBA

2015

THAIS BORBA SANTOS

PROVENIÊNCIA DE ZIRCÕES DETRÍTICOS E IMPLICAÇÕES PARA A
PALEOGEOGRAFIA DA FORMAÇÃO FURNAS NO NOROESTE DA BACIA
DO PARANÁ

Tese apresentada como requisito parcial à
obtenção do título de Doutora em Geologia
Exploratória, no Curso de Pós-Graduação em
Geologia, Departamento de Geologia, Setor de
Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador:
Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

CURITIBA

2015

S237p

Santos, Thais Borba

Proveniência de zircões detríticos e implicações para a paleogeografia da formação furnas no noroeste da bacia do Paraná/ Thais Borba Santos. – Curitiba, 2015.

119f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Orientador: Francisco José Fonseca Ferreira .

Bibliografia: p. 100-108.

1. Formação geológica - Paraná, Rio, Bacia. 2. Datação radioativa. 3. Geologia estratigráfica - Paleozoico. I. Universidade Federal do Paraná. II. Ferreira, Francisco José Fonseca. III. Título.

CDD: 551.701

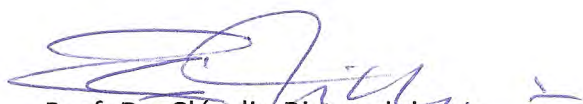
TERMO DE APROVAÇÃO

THAIS BORBA SANTOS

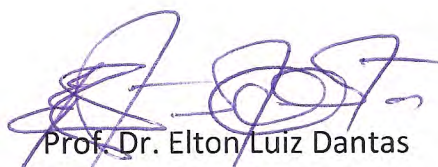
"PALEOGEOGRAFIA DO DEVONIANO NO NOROESTE DA BACIA DO PARANÁ: IMPLICAÇÕES DA ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DE ZIRCÕES DETRÍTICOS"

Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geologia, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração Geologia Exploratória, Universidade Federal do Paraná, pela Comissão Examinadora composta pelos membros que assinam abaixo.

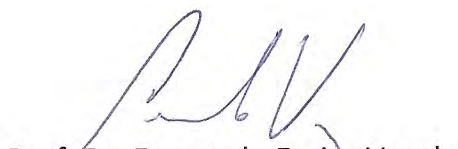
Curitiba, 26 de maio de 2014.



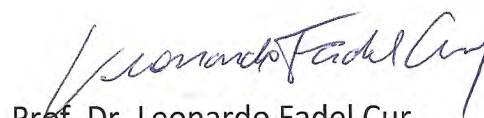
Prof. Dr. Cláudio Riccomini
USP



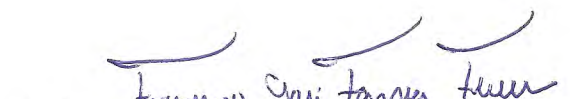
Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
UnB



Prof. Dr. Fernando Farias Vesely
UFPR



Prof. Dr. Leonardo Fadel Cur
UFPR



Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira
UFPR
Presidente

Dedico este trabalho ao grande Mestre Fernando Mancini, que acreditou, apoiou e ajudou a concretizar este trabalho, ao meu Pai Altamiro, Tia Adriane e esposo Koga por estarem sempre presentes, pacientes e afetivos nos momentos difíceis e alegres.

AGRADECIMENTOS

Aos Prof. Dr. Francisco Ferreira e Prof. MsC Fernando Mancini, pela orientação, amizade e discussões.

Aos meus colegas André Spisila e João Suss pelo companheirismo nos trabalhos de campo, e também ao Leonardo M. Barão, Amanda Carvalho e Amanda Huckembeck, na época alunos de iniciação científica.

Ao Prof. Dr. Leonardo Cury pelo incentivo, amizade e contribuições no trabalho.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, pelo apoio do início ao fim.

Ao Laboratório de Análise de Bacias e Petrofísica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná e seus integrantes, pelo apoio financeiro e intelectual.

Ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e equipe técnica, Prof. Elton Dantas, Bárbara Lima, Erico Zacchi e Luis Mancini, por todo apoio na preparação das amostras e análise isotópica.

RESUMO

No noroeste da Bacia do Paraná, próximo ao limite dos estados de Mato Grosso e Goiás, ocorrem exposições da Formação Furnas, onde também é reconhecido o Lineamento Transbrasiliano. O arcabouço estrutural do embasamento da Bacia do Paraná apresenta estruturas alinhadas, que provavelmente controlaram a deposição das unidades ordovicianas, silurianas e devonianas da Bacia do Paraná. Para a definição e reconhecimento do arcabouço estratigráfico e estrutural da área de estudo foram aplicados os métodos da análise de mapas magnéticos com interpretação do arcabouço geológico-geofísico do embasamento, levantamento de seções estratigráficas e estruturais da Formação Furnas, estudo de proveniência de zircões detríticos da Formação Furnas com determinação de idades U-Pb e comparação dos resultados obtidos com dados paleogeológicos. Para a definição do arcabouço estrutural do embasamento foram analisadas as principais unidades geológicas identificadas na região (Faixa Paraguai, Arco Magmático de Goiás, Cratón do Amazonas e intrusões e derrames nas rochas da Bacia do Paraná e embasamento adjacente) e comparadas às interpretações dos mapas de anomalias magnéticas. Neste trabalho, foram caracterizados seis principais domínios magnéticos: domínios I e II representam a Faixa Paraguai, III o Arco Magmático de Goiás, IV a Província Alcalina de Goiás, V a Formação Serra Geral (derrames basálticos) e VI o Cratón do Amazonas. Os domínios são separados por 5 lineamentos, o primeiro deles separa os domínios I/II do III e é coincidente com a principal direção do Lineamento Transbrasiliano (N45E), enquanto os outros lineamentos (2, 3, 4 e 5) seguem a orientação principal da Faixa Paraguai de N60E, bem como o limite da faixa a norte com o Cratón do Amazonas, e podem representar uma componente secundária (antitética) do Lineamento Transbrasiliano. A descrição de afloramentos ao longo da borda noroeste da Bacia do Paraná permitiu o reconhecimento das unidades I, II e III da Formação Furnas. A partir destes afloramentos foram selecionadas 5 amostras para datação U-Pb nos zircões detríticos. Os dados geocronológicos indicam idade máxima de deposição de 526 Ma, predomínio de grãos com idades neoproterozóicas (560-790 Ma) e ocorrência de grãos com idades paleoproterozóicas (~1700 / 2100 Ma) e arqueanas (~2600 - 3200 Ma). Os dados de paleocorrente obtidos para Formação Furnas na porção norte da Bacia do Paraná indicam fluxo de deposição principal para noroeste, fornecendo subsídios para interpretação de proveniência dos zircões neoproterozóicos oriundos das rochas do Arco Magmático de Goiás. Estes resultados permitiram avaliar a paleogeografia da porção noroeste da Bacia do Paraná durante o início do Devoniano, baseado principalmente nas informações de paleocorrentes e análise de proveniência em zircões detríticos da Formação Furnas, e também associada ao arcabouço estrutural do embasamento da bacia. Neste contexto, as rochas do Arco Magmático de Goiás constituiriam terrenos elevados, orientados segundo a direção NE-SW, servindo de área fonte para os sedimentos da Formação Furnas durante o Devoniano.

Palavras-chave: Formação Furnas; Datação U-Pb; Bacia paleozoica.

ABSTRACT

Outcrops of Furnas Formation at northwest of Paraná Basin where the Transbrasilian Lineament is also recognized, close to Mato Grosso and Goiás States. The deposition of Ordovician, Silurian and Devonian units of the basin were probably controlled by the basement framework of the basin, aligned to NE-SW. The stratigraphy and structural framework of the study area were defined based on magnetic anomaly maps analysis, former stratigraphic and structural geologic sections, zircon detrital provenance with U-Pb analysis and paleogeological data comparison. To define the basement framework, main geological units were (Paraguai Belt, Goiás Magmatic Arc, Amazon Craton, intrusive and spilled rocks) were compared to magnetic anomaly maps. From this compilation, six main magnetic domains have been defined (separated by five major lineaments): domains I and II represents Paraguai Belt, III the Goiás Magmatic Arc, IV the Goiás Alkaline Province, V the Serra Geral Formation (basaltic spills) and VI the Amazon Craton. The first lineament separates the domain I/II from the III and it is coincident to the main direction of the Transbrasilian Lineament (N45E). The others magnetics lineaments (2, 3, 4 and 5) follows the main orientation of Paraguai Belt (N60E) as well the north limit of the belt with the Amazon Craton and could be interpreted as a secondary component (antithetic) of Transbrasilian Lineament. Units I, II and III of Furnas Formation have been recognized in northwest of Paraná Basin and from its outcrops five samples were analyzed by U-Pb in detrital zircon method. These geochronological data shows a maximum of 526Ma deposition age, Neoproterozoic grain predominance (560 – 790 Ma) and Paleoproterozoic (~1700 / 2100 Ma) and Archean (~2600 – 3200 Ma) grain occurrence. The paleocurrent data obtained from Furnas Formation in the northern part of Paraná Basin indicates a main depositional direction to northwest and allowed the provenience interpretation of the Neoproterozoic detrital zircons from Goiás Magmatic Arc rocks. These results allowed the paleogeography evaluation of the northwest of Paraná Basin during the beginning Devonian age, based on paleocurrent information and provenience analysis of Furnas Formation detrital zircons, also related to the structural framework of the basin basement. In this context, we can assume that the Goiás Magmatic Arc rocks were a paleohigh structure during Devonian ages, aligned to NE-SW, and also served as source rock to Furnas Formation unit.

Keywords: Furnas Formation, U-Pb geochronology, Paleozoic basin.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo.....	3
Figura 2: Limite da Bacia do Paraná, área de estudo e vias de acesso	4
Figura 3: Mapa geológico com a localização dos afloramentos da Formação Furnas descritos.....	6
Figura 4: Mapa Magnético, limites da Bacia do Paraná e a área de estudo.....	7
Figura 5: Projetos aerogeofísicos da área de estudo.....	8
Figura 6: Mapa do campo magnético anômalo da área de estudo.....	9
Figura 7: Equações dos principais métodos de realce.....	9
Figura 8: Sequência de preparo das amostras U-Pb.....	13
Figura 9: Concentração de minerais pesados e preparo dos mounts.....	14
Figura 10: Localização da área de estudo no contexto geotectônico da Plataforma Sul-Americana.....	16
Figura 11: Principais unidades geotectônicas do embasamento e entorno da área de estudo.....	17
Figura 12: Mapa geológico da Faixa Brasília.....	18
Figura 13: Localização dos terrenos arqueanos e greenstone belts, constituintes do Maciço de Goiás.....	19
Figura 14: Complexos acamadados de Niquelândia.....	20
Figura 15: Arco Magmático de Goiás no contexto da Faixa Brasília e localização da área de estudo.....	21
Figura 16: Sequência metavulcanossedimentar Arenópolis e granitos pós-orogênicos.....	22
Figura 17: Modelo esquemático da reconstrução do Neoproterozóico e história evolutiva da Faixa Brasília.....	24
Figura 18: Mapa geológico da Faixa Paraguai.....	26
Figura 19: Localização dos granitos da Província Granitóide Matogrossense.....	28
Figura 20: Mapa do arcabouço estrutural do embasamento do noroeste da Bacia do Paraná indicando as idades compiladas da Província Tocantins.....	29
Figura 21: Mapa geotectônico do embasamento da Bacia do Paraná com localização da área de estudo.....	32

Figura 22: Embasamento da Bacia do Paraná, constituído por um núcleo cratônico central.....	33
Figura 23: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer da Bacia do Paraná sobreposto ao mapa dos compartimentos tectônicos.....	34
Figura 24: Arcabouço do embasamento da Bacia do Paraná, blocos cratônicos e faixas móveis brasileiras.....	35
Figura 25: Mapa paleogeológico do Ordoviciano, representado pela formações Alto Garças e Piranhas.....	36
Figura 26: reconstrução tectônica do Cambriano e Ordoviciano.....	37
Figura 27: Mapa paleogeológico da região centro-sul do continente sul-americano no Neo-ordoviciano.....	38
Figura 28: Mapas magnéticos do noroeste da Bacia do Paraná, domínios magnéticos separados por quatro lineamentos.....	40
Figura 29: Perfis magnéticos no noroeste da Bacia do Paraná.....	41
Figura 30: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná.....	43
Figura 31: Seção estratigráfica mostrando o acunhamento da seção ordoviciana-siluriana para leste.....	45
Figura 32: Mapa paleogeológico do Siluriano representado pela formações Vila Maria e Iapó na área de estudo.....	47
Figura 33: Mapa paleogeológico do Devoniano representado pela formações Furnas e Ponta Grossa na área de estudo.....	48
Figura 34: Paleocorrentes na Formação Furnas nos afloramentos da porção leste da área de estudo.....	49
Figura 35: Paleocorrentes na Formação Furnas nos afloramentos da porção oeste da área de estudo.....	50
Figura 36: Afloramentos descritos na área de estudo, porção leste.....	51
Figura 37: Afloramentos descritos na área de estudo, porção oeste.....	52
Figura 38: Seção colunar do afloramento 27, Sítio Morro da Mesa, Piranhas-GO....	53
Figura 39: Seção colunar do afloramento 64, corte na estrada GO-194.....	53
Figura 40: Seção colunar do afloramento 28, BR-158 próximo a Piranhas-GO.....	54
Figura 41: Seção colunar do afloramento 32, Barra do Garças (MT) - Cachoeira no Parque Estadual da Serra Azul.....	55
Figura 42: Seção colunar do afloramento 61, laje do Rio Araguaia próximo a cidade de Doverlândia-GO.....	56

Figura 43: Seção colunar do afloramento 81, corte de estrada próximo a Pedro Gomes-MS.....	57
Figura 44: Seção colunar do afloramento 83, corte da estrada BR-163 saída sul de Rondonópolis-MT.....	57
Figura 45: Seção colunar do afloramento 09, Sítio Nossa Senhora Aparecida próximo a Jaciara-MT.....	58
Figura 46: Seção colunar do afloramento 11, próximo a Rondonópolis-MT.....	59
Figura 47: Seção colunar da Formação Furnas (camadas de transição), afloramento 05 próximo a Jaciara-MT.....	59
Figura 48: Seção colunar do afloramento 08 (Formação Ponta Grossa) - Balneário Thermas Cachoeira da Fumaça, Jaciara-MT.....	60
Figura 49: Paleocorrentes obtidas nos afloramentos descritos neste trabalho.....	61
Figura 50: Fraturas nos arenitos da Formação Furnas. Afloramento 09, Jaciara-MT.....	62
Figura 51: Fraturas de orientação noroeste causam quebras no terreno. Afloramento 27, Palestina de Goiás-GO.....	62
Figura 52: Afloramento 81 de arenito da Formação Furnas, Pedro Gomes-MT.....	63
Figura 53: Afloramento com fraturas em arranjo conjugado e bandas de deformação em padrão Riedel, Afloramento 32 próximo ao morro do Cristo, Barra do Garças-GO.....	63
Figura 54: Localização da área do entorno de Jaciara-MT e afloramentos descritos.....	64
Figura 55: Imagem SRTM com os lineamentos interpretados.....	65
Figura 56: Imagem de Cena Landsat e lineamentos interpretados.....	66
Figura 57: Falhas de direção principal N60-70E , fraturas com arranjo conjugado e zona de falha em arenito.....	67
Figura 58: Interpretação de lineamentos com base em imagens orbitais.....	67
Figura 59: Comparação entre os mapas do campo magnético anômalo e com aplicação da continuação ascendente a 5000m.....	68
Figura 60: Mapas do campo magnético anômalo continuado a 5000 m e mapas com a aplicação dos métodos de realce.....	69
Figura 61: Associação de dados magnéticos com informações geológicas.....	71
Figura 62: Interpretação dos lineamentos magnéticos.....	72

Figura 63: Mapa do campo magnético total e inclinação do sinal analítico com interpretação dos domínios e lineamentos magnéticos da área de estudo.....	73
Figura 64: Arcabouço estrutural-geofísico da área de estudo.....	74
Figura 65: Localização das amostras datadas pelo método U-Pb.....	76
Figura 66: Diagramas Concórdia da amostra TB-27 e histograma da idade 7/6.....	77
Figura 67: Histogramas de frequência das idades 7/6 da amostras TB-27.....	77
Figura 68: Diagramas Concórdia da amostra TB-64 e histograma da idade 7/6.....	78
Figura 69: Histogramas de frequência das idades 7/6 da amostras TB-64.....	78
Figura 70: Diagramas Concórdia da amostra TB-32 e histograma da idade 7/6.....	79
Figura 71: Histogramas de frequência das idades 7/6 da amostras TB-32.....	80
Figura 72: Diagramas Concórdia da amostra TB-81 e histograma da idade 7/6.....	81
Figura 73: Histogramas de frequência das idades 7/6 da amostras TB-81.....	81
Figura 74: Diagramas Concórdia da amostra TB-83 e histograma da idade 7/6.....	82
Figura 75: Histogramas de frequência das idades 7/6 da amostras TB-83.....	82
Figura 76: Exemplos da morfologia dos principais grãos das amostras em MEV.....	83
Figura 77: Mount dos grãos de zircão da amostra TB-27.....	84
Figura 78: Mount dos grãos de zircão da amostra TB-64.....	84
Figura 79: Mount dos grãos de zircão da amostra TB-32.....	85
Figura 80: Mount dos grãos de zircão da amostra TB-81.....	85
Figura 81: Mount dos grãos de zircão da amostra TB-83.....	86
Figura 82: Mapa do arcabouço estrutural do embasamento com as idades observadas nas amostras datadas.....	88
Figura 83: Arcabouço estrutural geofísico da área de estudo.....	89
Figura 84: Arcabouço estrutural geofísico do embasamento da área de estudo.....	90
Figura 85: Paleocorrentes da porção leste da área estudada.....	92
Figura 86: Paleocorrentes da porção oeste da área estudada.....	93
Figura 87: Mapa do arcabouço estrutural do embasamento com as idades da literatura e obtidas neste trabalho.....	95
Figura 88: Paleogeografia da área de estudo durante a deposição da Formação Furnas.....	99

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Descrição dos projetos de magnetometria da área de estudo.....	8
Tabela 2: Idades das principais unidades geológicas do embasamento da área de estudo.....	30
Tabela 3: Quadro com as porcentagens de cada tipo morfológico nas amostras.....	87
Tabela 4: Idades mínimas, máximas e range neo e paleoproterozóico de cada amostra.....	87

SUMÁRIO

1. Introdução	1
2. Objetivos	2
3. Justificativa	2
4. Localização	3
5. Materiais e Métodos	4
5.1. Levantamentos de campo	4
5.2. Imagem de satélite e Sensor remoto	5
5.3. Magnetometria	5
5.4. Geocronologia em estudo de proveniência	10
5.4.1. Método Isotópico U-Pb	11
5.4.2. Preparação de Amostra	12
5.4.3. Método analítico e tratamento de dados U-Pb	14
6. Contexto Geológico	15
6.1. Província Tocantins	17
6.1.1. Faixa Brasília	18
6.1.2. Faixa Paraguai	26
6.2. Embasamento e origem da Bacia do Paraná	31
6.3. Bacia do Paraná	41
7. Resultados	51
7.1. Dados Lito-Estruturais	51
7.1.1. Dados Estratigráficos	52
7.1.2. Dados Estruturais	61
7.1.3. Sensoriamento Remoto e Integração dos Dados	64
7.2. Análise Geofísica	68
7.3. Datação U-Pb	75
7.3.1. Amostra TB-27	76
7.3.2. Amostra TB-64	77
7.3.3. Amostra TB-32	79
7.3.4. Amostra TB-81	80
7.3.5. Amostra TB-83	81
7.3.6. Morfologia dos grãos de zircão e Resumo das idades	82
8. Discussão dos resultados	88
9. Conclusões	96
10. Referências Bibliográficas	100
11. Anexos	109

1. Introdução

Estudos focados na reativação de estruturas tectônicas e na deformação do registro geológico vem cada vez mais ganhando importância na construção do cenário estratigráfico das bacias sedimentares. O reconhecimento dos episódios de compartimentação estrutural que influenciaram a sedimentação das bacias paleozóicas ou mesmo a compreensão do papel desempenhado por estruturas reliquias do embasamento, são temas abordados em trabalhos que integram o conhecimento geológico do Pré-Cambriano com a instalação e evolução das grandes bacias fanerozóicas.

Neste contexto, estudos isotópicos vem sendo empregados com destacado sucesso, pois além de fornecerem idades máximas de sedimentação, também representam importante ferramenta no estudo de proveniência e reconstruções paleogeográficas.

Na região localizada entre o sudeste do Estado do Mato Grosso e sudoeste do Estado de Goiás, ocorrem exposições das unidades mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, onde também é reconhecido o Lineamento Transbrasiliiano (Schobbenhaus *et al.*, 1975), uma das principais estruturas do território brasileiro. Formado durante o Ciclo Brasileiro, o Lineamento Transbrasiliiano, nesta região é indicado pelo reflexo de anomalias magnéticas, que sugerem o contato entre a Faixa Paraguai e o Arco Magmático de Goiás. Além do Lineamento Transbrasiliiano outras estruturas de direção NE-SW configuram o arcabouço estrutural do embasamento, condicionando a deposição das primeiras sequências sedimentares da Bacia do Paraná, como as formações Rio Ivaí e Vila Maria.

A datação U-Pb em zircões detríticos nos arenitos aflorantes da Formação Furnas no noroeste da Bacia do Paraná, associado aos dados de paleocorrentes da sequência devoniana, permitiram sugerir que as unidades do embasamento deveriam ocorrer na forma de altos e baixos geográficos, refletindo principalmente a paleotopografia das rochas do Arco Magmático de Goiás. As rochas do embasamento condicionavam as regiões mais altas, exercendo controle na deposição das fácies da Formação Furnas na região. O relevo da época apresentava uma estruturação, que apesar de modificada por prováveis processos erosivos, constituíam importante controle no início da instalação da bacia.

2. Objetivos

O objetivo do trabalho é estudar a influência das condicionantes tectônicas e sedimentares na paleogeografia durante o Devoniano, na fase anterior e durante a instalação da Bacia do Paraná, tentando reconhecer a proveniência dos sedimentos da Formação Furnas, aflorante na borda noroeste da bacia, entre os estados de Mato Grosso e Goiás.

Para alcançar o objetivo as seguintes metas foram estabelecidas:

- Definição do arcabouço estrutural/geofísico a partir de interpretação de mapas magnéticos;
- Caracterização lito-estrutural da Formação Furnas na área de estudo;
- Proposta de uma compartimentação lito-estrutural para área estudada;
- Estudo de proveniência de zircões detríticos da Formação Furnas com determinação de idades U-Pb;
- Comparação da compartimentação lito-estrutural da área de estudo com dados paleoambientais;

3. Justificativa

O entendimento da relação espacial e temporal dos registros estruturais e sedimentares impressos na Formação Furnas da Bacia do Paraná, sugerem a influência tectônica na deposição e arranjos compatíveis com estruturas do embasamento nas rochas da Bacia do Paraná.

A área de estudo (porção noroeste da bacia) foi escolhida por apresentar exposições de rochas da Formação Furnas e evidências de acunhamento e arranjo estratigráfico em *onlap* para leste das unidades ordoviciana-siluriana e devoniana, em direção a borda original da Bacia do Paraná, conforme Assine (1996) e Assine *et al.* (1998). A área também apresenta uma importante estrutura originalmente reconhecida nas rochas das unidades pré-cambrinas de direção nordeste (Lineamento Transbrasiliiano/Arco Magmático de Goiás), que caracteriza o arcabouço estrutural do embasamento e influenciou na deposição das primeiras unidades da Bacia do Paraná.

A análise de proveniência de zircões detríticos da Formação Furnas, com datações U-Pb, permite estimar a idade máxima de deposição e indicar as possíveis áreas-fonte. Este método geocronológico, integrado ao arcabouço geológico-

geofísico do embasamento e com as paleocorrentes da Formação Furnas, vem sendo empregado com grande êxito em estudos de proveniência e na reconstrução paleogeográfica das bacias sedimentares.

4. Localização

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Estado do Mato Grosso e sudoeste do Estado de Goiás (Figura 1). As principais cidades são Jaciara e Rondonópolis (MT) e Jataí, Piranhas, Pedro Gomes e Barra do Garças (GO). As principais vias de acesso são a BR-364 a partir de Cuiabá, BR-060 de Goiânia e BR-158 que liga Barra do Garças a Jataí (Figura 2).

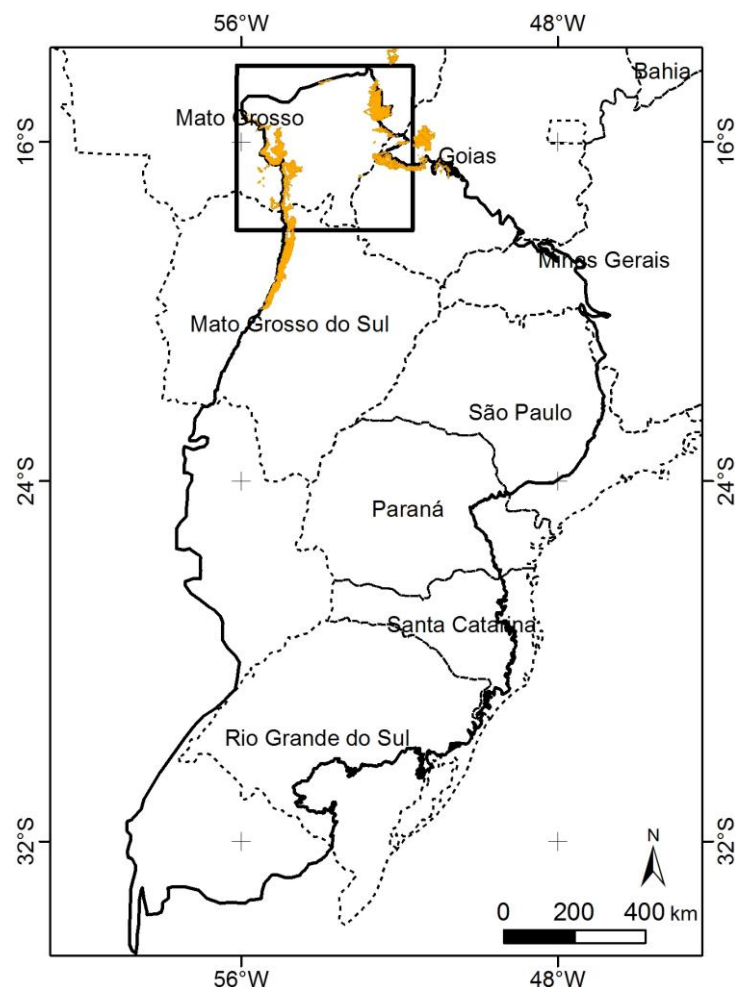


Figura 1: Localização da área de estudo com os limites da Bacia do Paraná (preto), limite dos estados (tracejado) e seção aflorante da Formação Furnas (laranja).

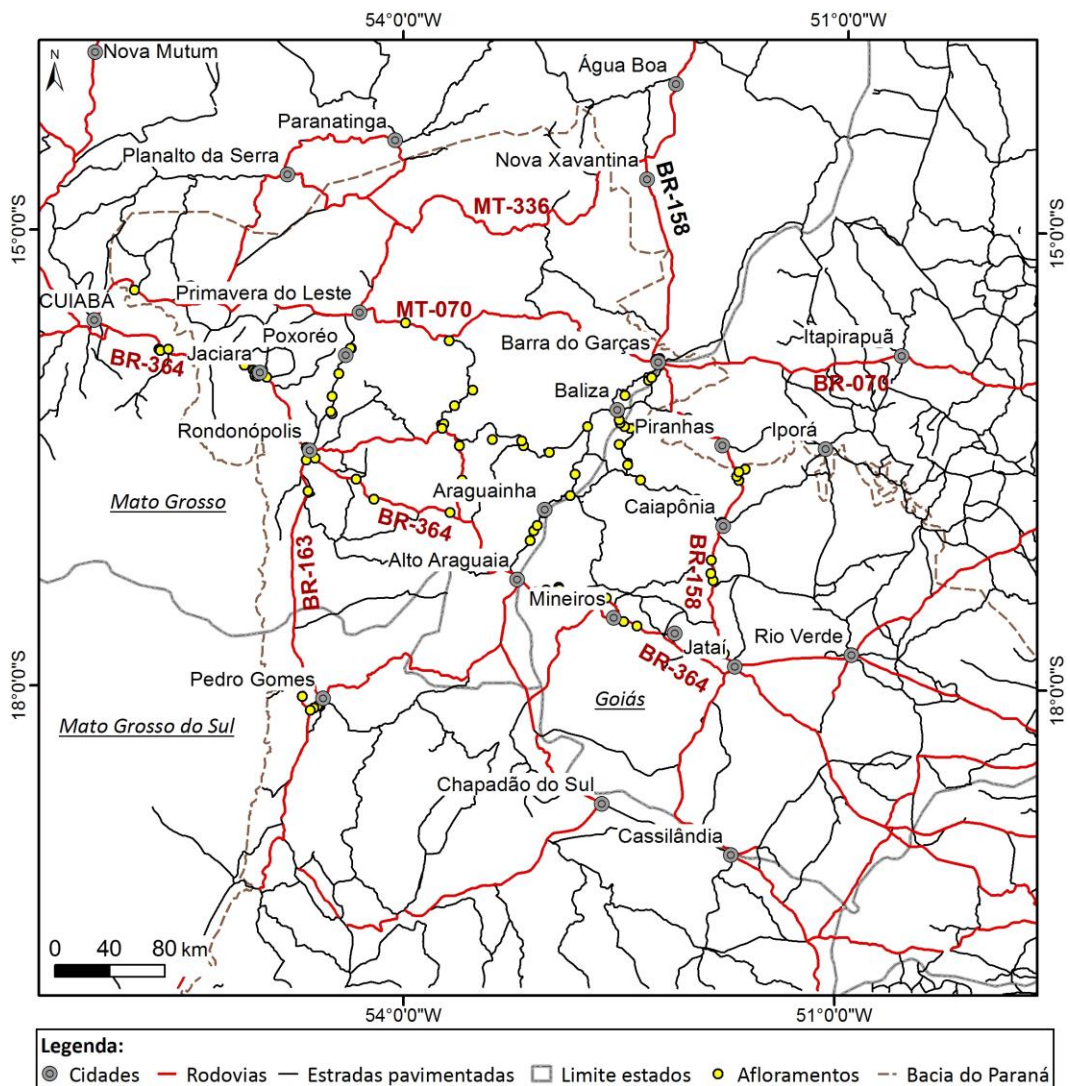


Figura 2: Limite da Bacia do Paraná na área de estudo indicando os afloramentos descritos, cidades e as principais vias de acesso.

5. Materiais e Métodos

5.1. Levantamentos de campo

A seleção da área de estudo para reconhecimento e verificação das principais unidades geológicas, teve como base a faixa aflorante da Formação Furnas na região (Figura 1). Foram descritos afloramentos ao longo das principais rodovias e em áreas com exposição de rochas como morros, cachoeiras, lajes de rio, etc. Foram visitados alguns afloramentos descritos anteriormente no trabalho de Assine (1996) com objetivo de comparação dos dados adquiridos neste trabalho com os apresentados pelo autor.

Foram descritos 13 afloramentos da Formação Furnas (Figura 3), cujos dados permitiram distinguir o quadro lito-estrutural na área de estudo. As atitudes de estruturas estratigráficas e tectônicas das rochas descritas foram distribuídas entre dados de fraturas, falhas, lineações, acamamento, paleocorrentes, contatos e foliações, permitindo o levantamento de seções estratigráficas e coleta de amostras dos afloramentos.

Foram realizadas duas etapas de campo, totalizando 20 dias de levantamentos. As principais áreas de ocorrência da Formação Furnas são as cidades de Jaciara, Rondonópolis no Estado do Mato Grosso, em Caiapônia, Baliza e Barra do Garças em Goiás, e Pedro Gomes no Estado do Mato Grosso do Sul (Figura 3). Outras unidades da bacia foram reconhecidas e descritas para efeito de comparação com as principais informações tectônicas da região.

5.2. Imagem de satélite e Sensor remoto

As imagens de sensores remotos utilizadas foram as de radar obtidas pelo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) adquiridas no *site* da EMBRAPA no formato ARC-info (.adf) e a imagem de satélite Landsat 7ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) obtida no *site* da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Para interpretação das morfoestruturas seguiu-se o método aplicado por Santos (2010), com a interpretação de lineamentos nas imagens de SRTM nas iluminações 0°, 45°, 90° e 315° e inclinação de 45° na escala 1:300.000, e na cena Landsat 7 ETM+ na escala 1:80.000.

Na região da cidade de Jaciara-MT foi possível observar feições lineares no relevo, coincidentes com a direção do Lineamento Transbrasiliiano. Por esta razão, a área foi escolhida para a análise de morfoestruturas.

5.3. Magnetometria

Os levantamentos magnetométricos que cobrem a área de estudo foram adquiridos por diferentes instituições: (1) Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) - representados pelo código de série de projetos 1000; (2) Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) - código de série 2000; (3) Governos estaduais e empresas privadas - código de série 3000; (4) Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras) - código de série 4000. As especificações dos projetos aerogeofísicos estão discriminados na Tabela 1.

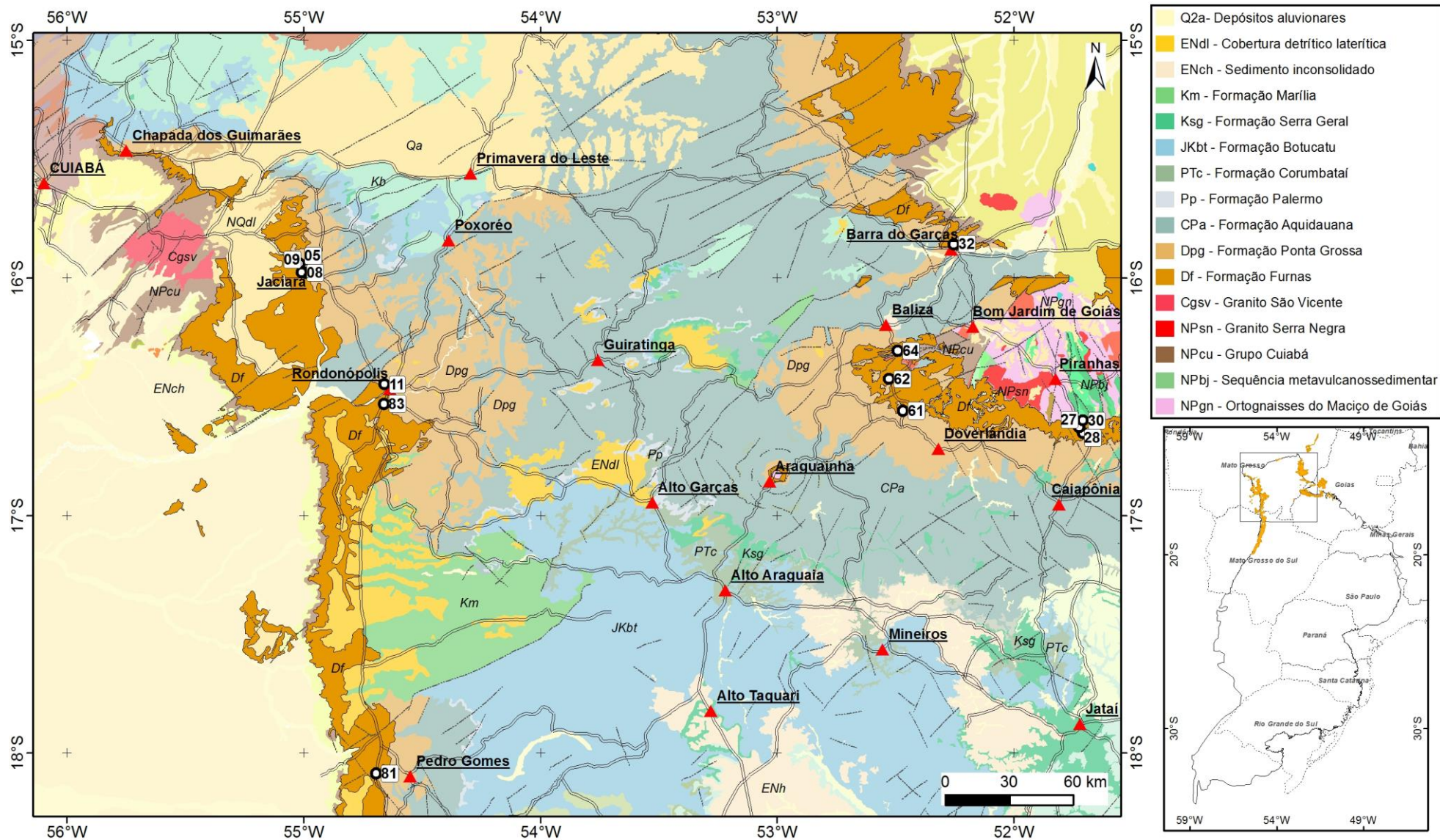


Figura 3: Mapa geológico (CPRM, 2004 – Projeto Brasil ao Milionésimo) com a localização dos afloramentos da Formação Furnas descritos. As principais Unidades (NPcu) Gr. Cuiabá, (NPgn) Ortognaisses do Maciço de Goiás, (NPbj) sequência metassedimentar Bom Jardim, (NPsn) Granito Serra Negra, (Cgsv) Granito São Vicente, (DF) Fm. Furnas, (Dpg) F. Ponta Grossa, (CPa) F. Aquidauana, (Pp) Fm. Palermo, (PTc) Fm. Corumbataí, (JKbt) Fm. Botucatú, (Km) Fm. Marília, (ENh, ENdl) Unidades Cenozóicas, (Qa) Sedimentos Quaternários.

Os dados dos diferentes levantamentos magnéticos foram homogeneizados no Projeto do Mapa Magnético do Brasil (CPRM, 2004), a uma altura de vôo de 1.000 metros e células regulares de 1000 x 1000 metros (Figura 4). A disponibilização dos dados magnéticos (campo magnético anômalo) é na forma de arquivo .grd, o qual foi recortado para área de estudo (Figura 5). A partir do mapa do campo magnético anômalo (Figura 6) foram aplicados métodos de realce de anomalias.

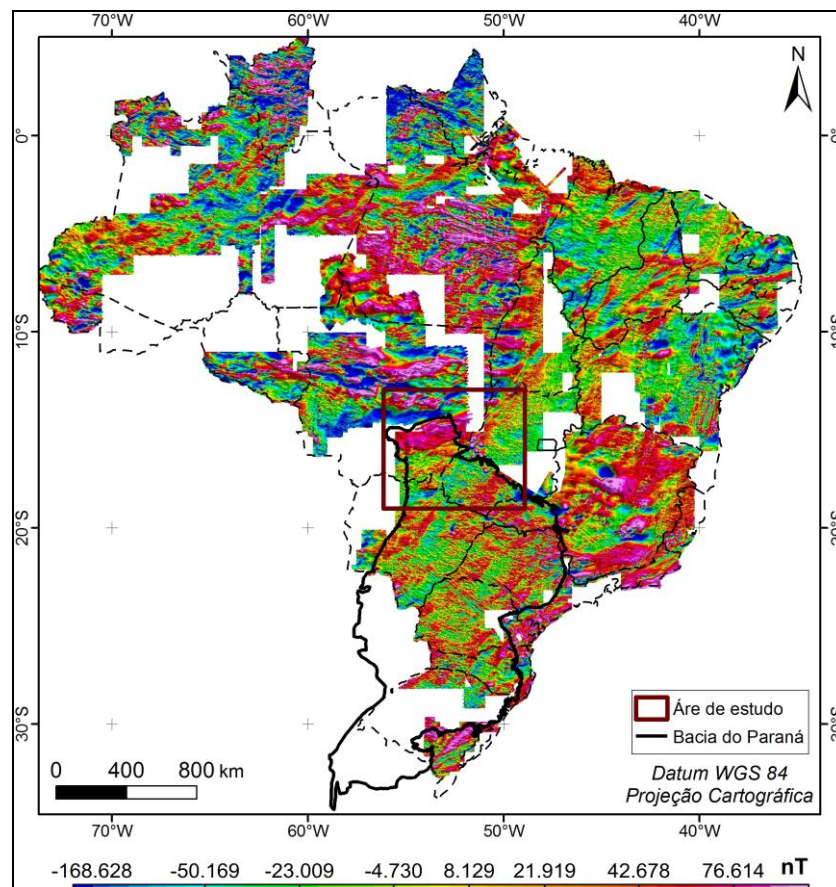


Figura 4: Mapa Magnético do Brasil (CPRM, 2004), indicados os limites da Bacia do Paraná (preto) e a área de estudo.

A Figura 7 representa as equações correspondentes aos métodos de realce aplicados nos dados magnéticos da área de estudo (Figura 6). Os métodos estão descritos e exemplificados no trabalho de Ferreira *et al.* (2013). Foram aplicados os oito principais métodos de realce para efeito de comparação dos resultados, e a partir do procedimento de continuação ascendente foram escolhidos os mapas de anomalia do campo magnético e da inclinação do sinal analítico para a interpretação qualitativa.

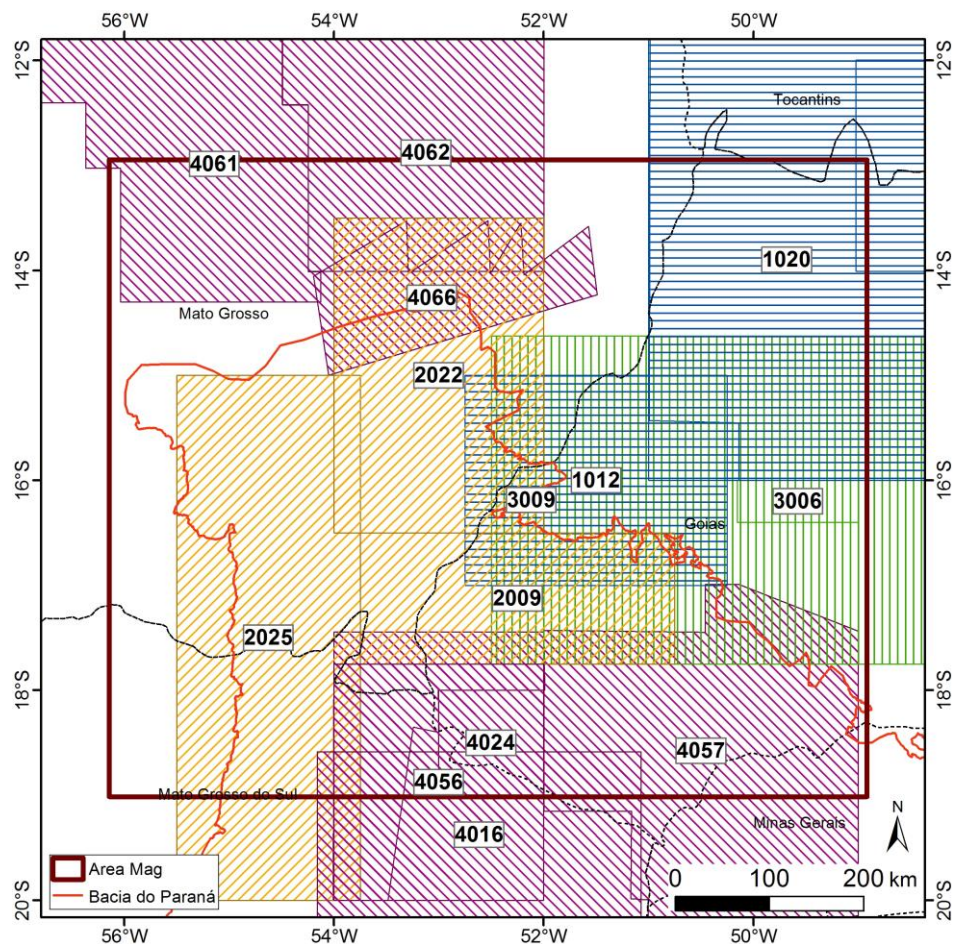


Figura 5: Projetos aerogeofísicos da área de estudo indicados na Tabela 1.

Tabela 1: Descrição dos projetos de magnetometria que recobrem a área de estudo.

ID	Projeto	Ano	Espaçamento das Linhas (m)	Altura de voo (m)	Linhas (km)	Direção da Linha
1012	Iporá	1973	1000	150	48,570	N-S
1020	Geofísico Brasil-Canadá	1975	2000	150	273,411	N-S
2009	Alto Garças	1971	1000	120	34,000	N-S
2022	Barreiro	1976	1000	150	74,458	E-W
2025	Rondonópolis	1976	1000	150	91,380	E-W
3006	Rio Meia Ponte	1981	1000	150	10,714	N-S
3009	Arco Mag. Arenópolis-Seq. Jucelândia	2004	500	100	135,756	N-S
4016	Arco de Campo Grande	1979	3000	1800	27,920	N15E
4024	Cabeceira do Rio Aporé	1981	2000	400	6,627	N-S
4056	Serra das Araras	1991	3000	1200	8,220	N-S
4057	Nordeste Bacia do PR (Bloco Oeste)	1991	3000	1400	46,461	N-S
4061	Bacia do Parecis Bloco I	1995	3000	1000	49,697	N15W
4062	Bacia do Parecis Bloco II	1995	6000	1060	27,195	N15W
4066	Extensao da Bacia dos Parecis	1995	12000	1066	3,437	N75E

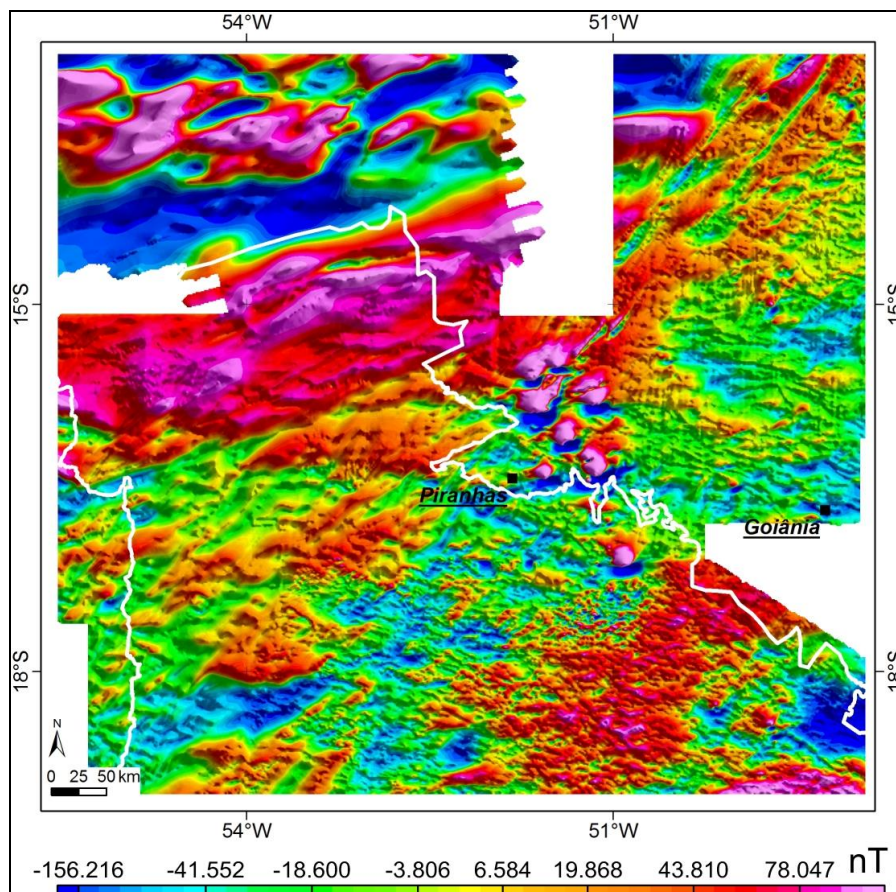


Figura 6: Mapa do campo magnético anômalo da área de estudo.

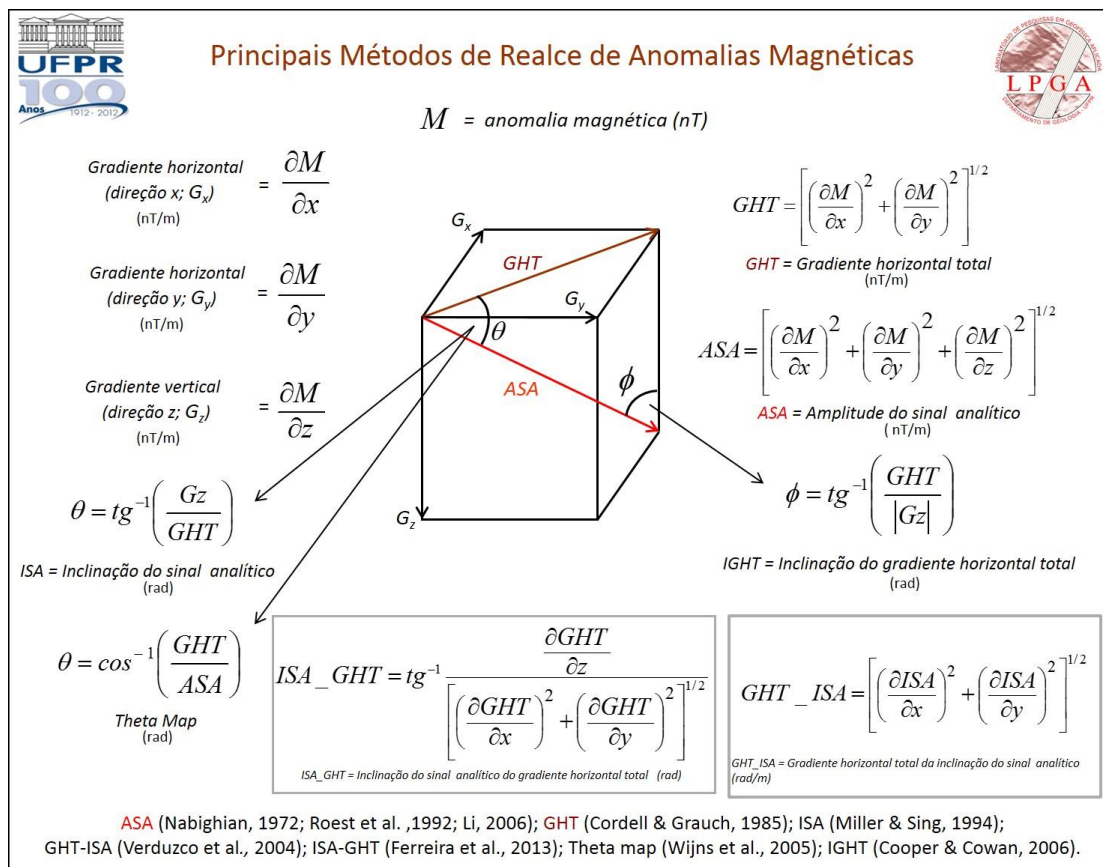


Figura 7: Equações dos principais métodos de realce. Modificado de Bongiolo & Ferreira (2012).

O procedimento de continuação ascendente simula a aquisição dos dados dos campos gravimétrico e magnético em níveis superiores ao original (mais afastados das fontes), minimizando os sinais de fontes rasas e ruídos. O procedimento é considerado um filtro de “limpeza”, por não produzir quase nenhum efeito de borda. Efetivamente, corresponde a uma suavização e é bastante empregado para comparar dados magnéticos adquiridos a diferentes altitudes.

A inclinação do sinal analítico (ISA) pode ser utilizada para detectar fontes de anomalias de campos potenciais e para prover informações sobre suas extensões horizontais. O ângulo de inclinação pode ser determinado a partir das duas derivadas horizontais e da derivada vertical (Figura 7). Ele tem a propriedade de ser positivo acima da fonte, cruzar o zero próximo das bordas e ser negativo fora da fonte. A inclinação do sinal analítico constitui um método detector dos eixos dos corpos magnéticos, ele equaliza as amplitudes relativamente, encerra um atributo adicional que responde igualmente bem para fontes rasas e profundas. Por esta razão é capaz de realçar os sinais de fontes sutis profundas, as quais são frequentemente mascaradas pela profusão das respostas das fontes mais rasas, sobretudo em áreas fortemente magnetizadas.

5.4. Geocronologia em estudo de proveniência

Os sedimentos percorrem um trajeto no tempo e no espaço desde a sua formação até a sua deposição, para então compor as rochas sedimentares. Os processos tempo e distância acarretam modificações na seleção física e morfológica dos grãos. Os processos de diagênese alteram a fase dos minerais, e o principal fator que determina a composição de uma rocha sedimentar clástica é a natureza da rocha-fonte. A identificação mineralógica e litológica das áreas-fonte relacionada aos ambientes de sedimentação (relevo e clima) permitem estimar as rotas, distâncias e tempo de transporte dos detritos. Estes estudos constituem a análise de proveniência sedimentar (Johnson, 1993).

A análise de proveniência pode ser feita em conglomerados, folhelhos e, o mais usual, em arenitos, devido o registro variado das rochas-fonte. Os principais métodos utilizados são: contagem modal em lâmina petrográfica, caracterização dos minerais pesados, geoquímica, geocronologia e termocronologia por traço de fissão. No presente trabalho foram realizadas análises isotópicas U-Pb em zircões detríticos de cinco amostras da Formação Furnas, devidamente descritas em afloramentos e

preparadas em laboratório, para obtenção de idades, visando a correlação com possíveis áreas-fonte.

As datações em minerais detríticos visam estimar a idade das rochas-fonte, bem como sua origem, e estabelecer idades máximas de deposição. O método mais utilizado para datar os grão de rochas sedimentares clásticas é U-Pb. O zircão foi escolhido para as análises devido a ampla distribuição nos arenitos da Formação Furnas. O mineral é um silicato de zircônio, ocorre como mineral acessório em rochas ígneas e metamórficas. O zircão é um dos minerais mais utilizados em análises isotópicas U-Pb devido as características de ser altamente refratário, resistir aos diferentes ambientes geológicos e a altas temperaturas (~800°C), permitindo assim a determinação de idades máximas de deposição do sedimento clástico.

5.4.1. Método Isotópico U-Pb

O método de datação U-Th-Pb baseia-se no decaimento do U e do Th para os isótopos estáveis de Pb ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$; $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$), chamadas de séries naturais, sendo que para o mesmo par de elementos (U e Pb) o método indica dois cronômetros radioativos independentes advindo do mesmo material. Para obtenção das composições isotópicas dos elementos, foi aplicado neste trabalho a técnica analítica de ionização por plasma acoplado ao espectrômetro de massa (ICP-MS).

O mineral de zircão apresenta as características para aplicação do método de U-Pb pois contém U associado a estrutura cristalina e baixos teores de Pb primário devido a incompatibilidade cristalina, desta forma o Pb que ocorre no mineral está associado ao decaimento do U e Th, permitindo assim conhecer a relação dos isótopos radioativos e radiogênicos e determinar a idade de cristalização (Sato et al., 2008). No entanto, devemos considerar algumas premissas para aplicação da técnica, como o fechamento do sistema para U, Th e Pb e adequadas correções do Pb primário (inicial).

As composições isotópicas das amostras permitem calcular as idades radiométricas U-Pb e Pb-Pb a partir de equações matemáticas (Faure, 1988 e Faure e Mensing, 2005), como seguem:

- $Idade^{206Pb/238U} = (1/\lambda_1) \ln [(^{206}Pb_{rad}/^{238}U) + 1]$
- $Idade^{207Pb/235U} = (1/\lambda_2) \ln [(^{207}Pb_{rad}/^{235}U) + 1]$
- $Idade^{208Pb/232Th} = (1/\lambda_3) \ln [(^{208}Pb_{rad}/^{232}Th) + 1]$
- $Idade^{207Pb/206Pb} = (^{207}Pb/^{206}Pb)_m + (^{204}Pb/^{206}Pb)_m \{[(^{207}Pb/^{206}Pb)_m - (^{207}Pb/^{206}Pb)_i] / [(^{204}Pb/^{206}Pb)_i - (^{204}Pb/^{206}Pb)_m]\}$

Onde,

$$\lambda_1 = 1,55125 \times 10^{-10};$$

$$\lambda_2 = 9,8485 \times 10^{-10};$$

$$\lambda_3 = 4,948 \times 10^{-10};$$

$$Pb_{rad} = Pb_{medido} - Pb_{inicial};$$

i = razão inicial de Pb que varia em função do tempo geológico;

m = razão medida.

A correção de Pb comum depende do valor da medida de $(^{204}Pb/^{206}Pb)_m$, que quanto menor a razão desta relação, menor será a correção na razão de $^{207}Pb/^{206}Pb$. Aquela correção será insignificante quando a razão for menor que 0,0001. Porém, quando a razão $(^{204}Pb/^{206}Pb)_m$ for maior que 0,05, a razão $(^{207}Pb/^{206}Pb)_{rad}$ poderá sofrer mudanças superiores a 100% (Sato et al., 2008). Considerando o sistema do mineral fechado e os procedimentos analíticos precisos e corrigidos (fracionamento isotópico, Pb inicial e atual), as idades $^{238}U/^{206}Pb$, $^{235}U/^{207}Pb$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ serão concordantes. No diagrama da Curva Concórdia (Ahrens, 1955 e Wetherill, 1956), obtido com a relação $^{206}Pb/^{238}U$ versus $^{207}Pb/^{235}U$, pode-se observar as idades calculadas e analisá-las quanto a concordância (representação da idade de cristalização) ou quanto a discordância (associação a uma perda de Pb episódica ou contínua).

5.4.2. Preparação de Amostra

O procedimento de preparação das amostras foi realizado no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), com desenvolvimento em quatro etapas: (1) britagem; (2) separação densimétrica; (3) separação manual de grãos; (4) confecção de *mounts*, lixamento e polimento.

As amostras coletadas em campo, aproximadamente 2 kg, foram primeiramente fragmentadas. Em seguida, a amostra foi processada em um britador

elétrico (*Selfrag*), que desfragmenta o material utilizando corrente elétrica a uma certa frequência, até atingir uma granulometria menor que 5 mm. Na etapa seguinte, foi retirada a argila contida na amostra para então serem bateadas. Na bateia o material pesado é separado por densidade (Figura 8). Após a secagem do material, com o auxílio de lupa binocular e pipeta o zircão é separado manualmente (Figura 9).



Figura 8: Sequência de preparação das amostras. (a) fragmentos de rocha de aproximadamente 5 cm, (b) britador *Selfrag*, (c) amostra britada, após *Selfrag*, e limpeza da amostra (d) separação dos minerais pesados na bateia.

A confecção dos *mounts* é feita sobre uma placa de vidro onde é colado uma fita dupla-face para o posicionamento dos grãos de zircão selecionados. Os grãos são dispostos em oito colunas com dez grãos em cada uma, no total de 80. Em seguida, posiciona-se um cilindro de plástico com diâmetro de 25 mm ao redor dos grãos para o preenchimento por resina *epoxy* Struers, cuidando para não formar bolhas de ar (Figura 9d). Após a secagem (24 horas), com a resina endurecida, o *mount* é lixado (<2500) para que a superfície dos grãos fique exposta e plana. Nesta etapa final, os *mounts* são polidos com pasta diamantada *Dinser* 0,2 μm para serem imageados por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

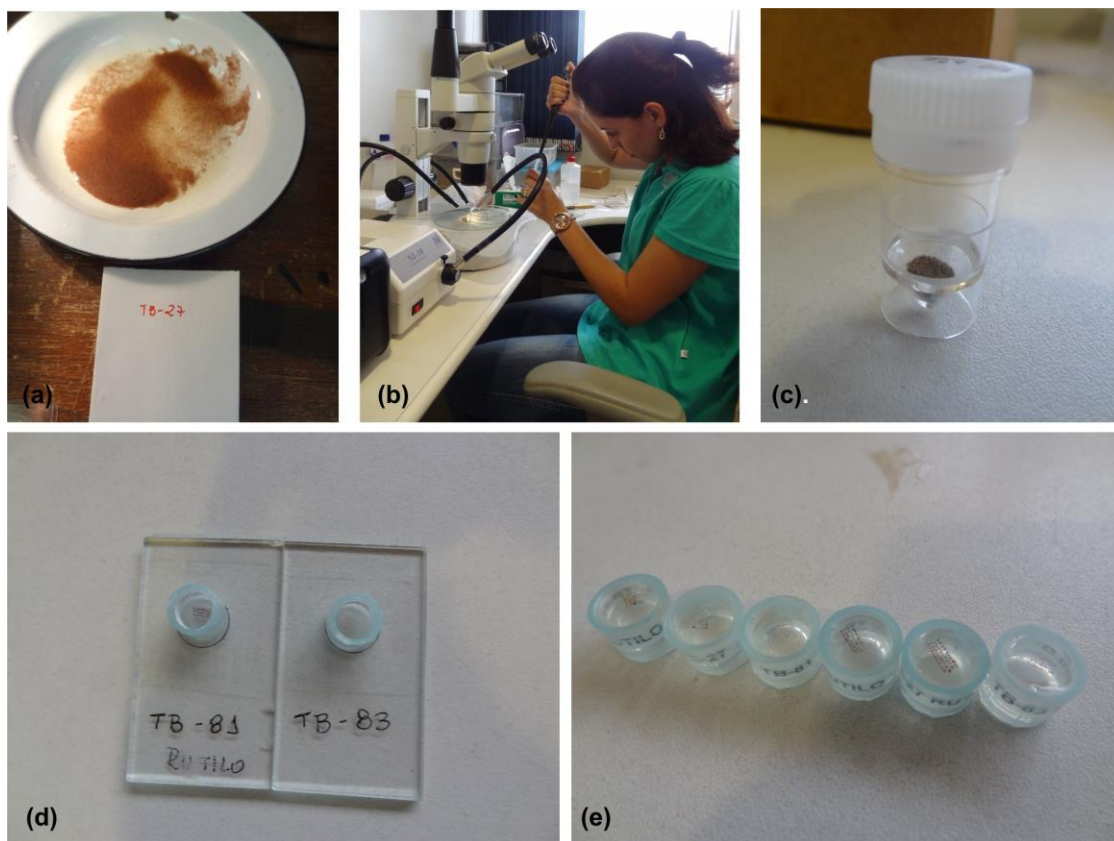


Figura 9: Sequência para concentração de minerais pesados e preparo dos *mounts* (a) material concentrado da bateia, (b) separação dos minerais leves que restaram, utiliza-se lupa e pipeta, (c) concentrado com principalmente minerais de zircão, (d) seleção e posicionamento dos grãos de zircão na placa de vidro com cilindro de plástico ao redor, (e) *mounts*.

5.4.3. Método analítico e tratamento de dados U-Pb

A representatividade e a confiabilidade dos resultados obtidos em zircão detrítico dependem da análise e caracterização dos ruídos, que podem ser oriundos de possíveis contaminações, ou derivados de análises realizadas em cristais com padrão isotópico complexo (grãos com núcleo e borda de recristalização ou grãos com perda de Pb).

As análises isotópicas U-Pb realizadas nos grãos de zircão das cinco amostras da Formação Furnas foram preparadas e analisadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília com o uso do LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), modelo New Wave Neptune da Thermo Finnigan. O laser foi executado com spot de diâmetro de 5 μm a uma intensidade de 75%, com 40 pulsos por análise e frequência de 10 Hz.

O ICP-MS é constituído de três componentes essenciais que executam as operações gerais de separação de massa: (1) fonte iônica (uma tocha de plasma, com a criação de íons em fase de gás); (2) analisador de massa (faz a separação dos íons no espaço e no tempo, baseado em suas relações de carga e massa); (3) coletor de íons (faz a medição da quantidade de íons de cada taxa massa-carga).

A amostra é introduzida na forma sólida e vaporizada por ablação a *laser*, e então convertida por um nebulizador num aerosol e disperso em uma corrente de gás de argônio e hélio. Este gás é sugado pela câmara de spray para a tocha, que é responsável pela ionização dos átomos. Sob alto vácuo, o aerosol da amostra tem os íons transmitidos por bombeamento do plasma até o espectrômetro de massa.

Nas análises U-Pb realizadas foram usados dois padrões de zircões, um internacional GJ (Jackson et al, 2004) e um padrão interno do Laboratório PAD (Oliveira et al, 2014), com aplicação do método Standard Sample Bracketing (Albarede et al, 2004) com a finalidade de controlar o fracionamento do ICP-MS. Foram analisados quatro zircões detriticos entre cada padrão GJ, o fator de correção resultante considera a posição relativa de cada análise dentro de cada sequência de agrupamento composta por quatro zircões junto de duas análises do padrão e branco (Albarede et al., 2004). O zircão padrão PAD foi analisado no início, no meio e no fim de cada seção analítica obtendo uma precisão de aproximadamente 2%.

Os dados brutos das análises U-Pb foram processados e reduzidos, com o uso de uma planilha de cálculo Excel, seguindo os procedimentos analíticos descritos por Buhn et al. (2009). Os grãos de zircão com razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menor que 1000 e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ maior que 5 foram rejeitados. Foram consideradas as idades concordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ entre 80 e 110% e f_{206} menor que 3%. Os diagramas de concórdia (erro elíptico de 2σ) e o intercepto das idades foram calculados com o programa Isoplot 3 (Ludwing, 2003).

6. Contexto Geológico

O entendimento da relação espacial e temporal das estruturas do embasamento, bem como as características dessas rochas Pré-Cambrianas, torna-se importante ferramenta para o entendimento e correlação com episódios de instalação e evolução das bacias fanerozóicas.

A área de estudo envolve a porção noroeste da Bacia do Paraná, a qual encontra-se adjacente a Província Tocantins e situa-se sobre parte do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975) (Figura 10). As rochas da região estudada (Figura 3) são representadas pelas unidades sedimentares basais aflorantes da bacia (grupos Rio Ivaí, Paraná e Itararé) e unidades que compõem o embasamento adjacente (Faixa Paraguai, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás e Cráton do Amazonas).

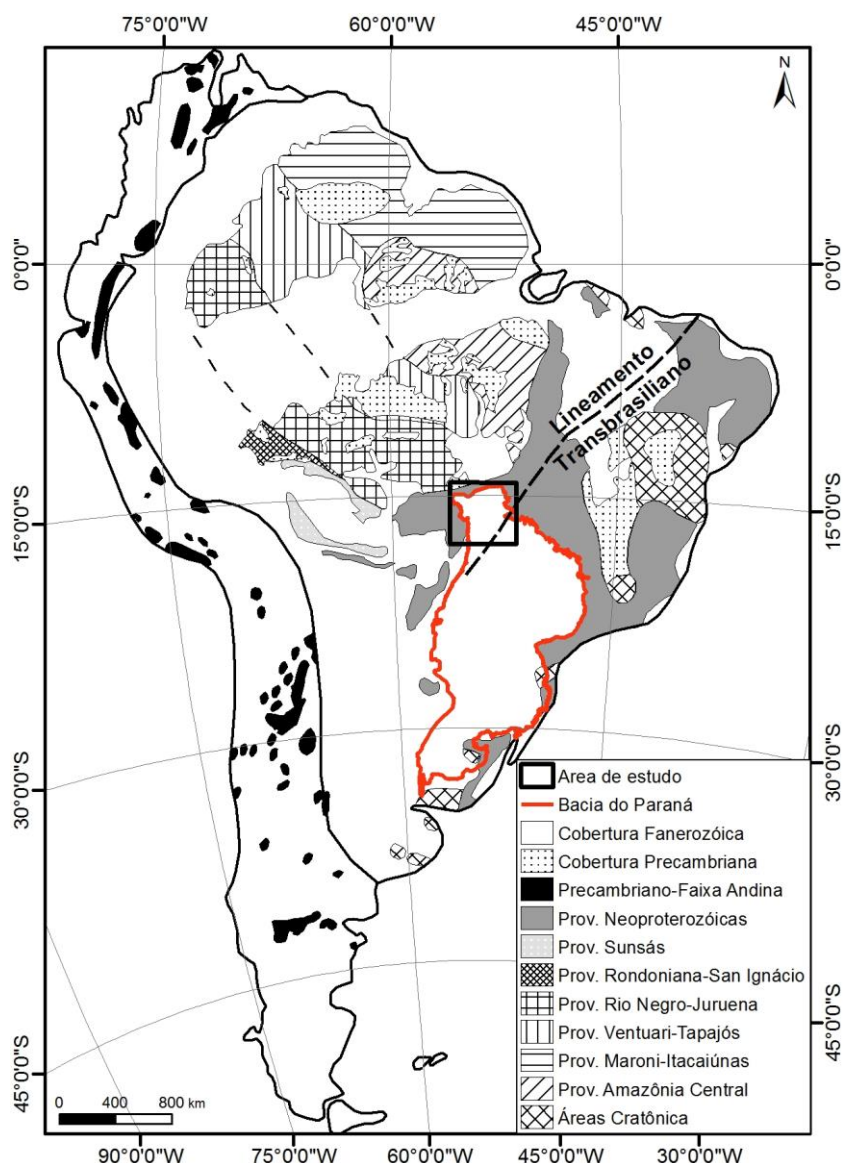


Figura 10: Localização da área de estudo no contexto geotectônico da Plataforma Sul-Americana, modificado de Cordani *et al.* (2000).

Neste contexto, para o estudo de proveniência dos sedimentos da Formação Furnas fez-se necessário a revisão de dados geocronológicos das rochas do embasamento adjacente à porção noroeste da Bacia do Paraná, que inclui principalmente as unidades constituintes da porção central da Província Tocantins

(Figura 20 e Tabela 2 – resumo das idades das principais unidades do embasamento adjacente a área de estudo no final do capítulo).

6.1. Província Tocantins

Na área de estudo a porção central da Província Tocantins é constituída pelas faixas de dobramento Paraguai e Brasília (Almeida, 1967). Outros dois componentes tectônicos importantes desta porção da província são o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992) (Figura 11).

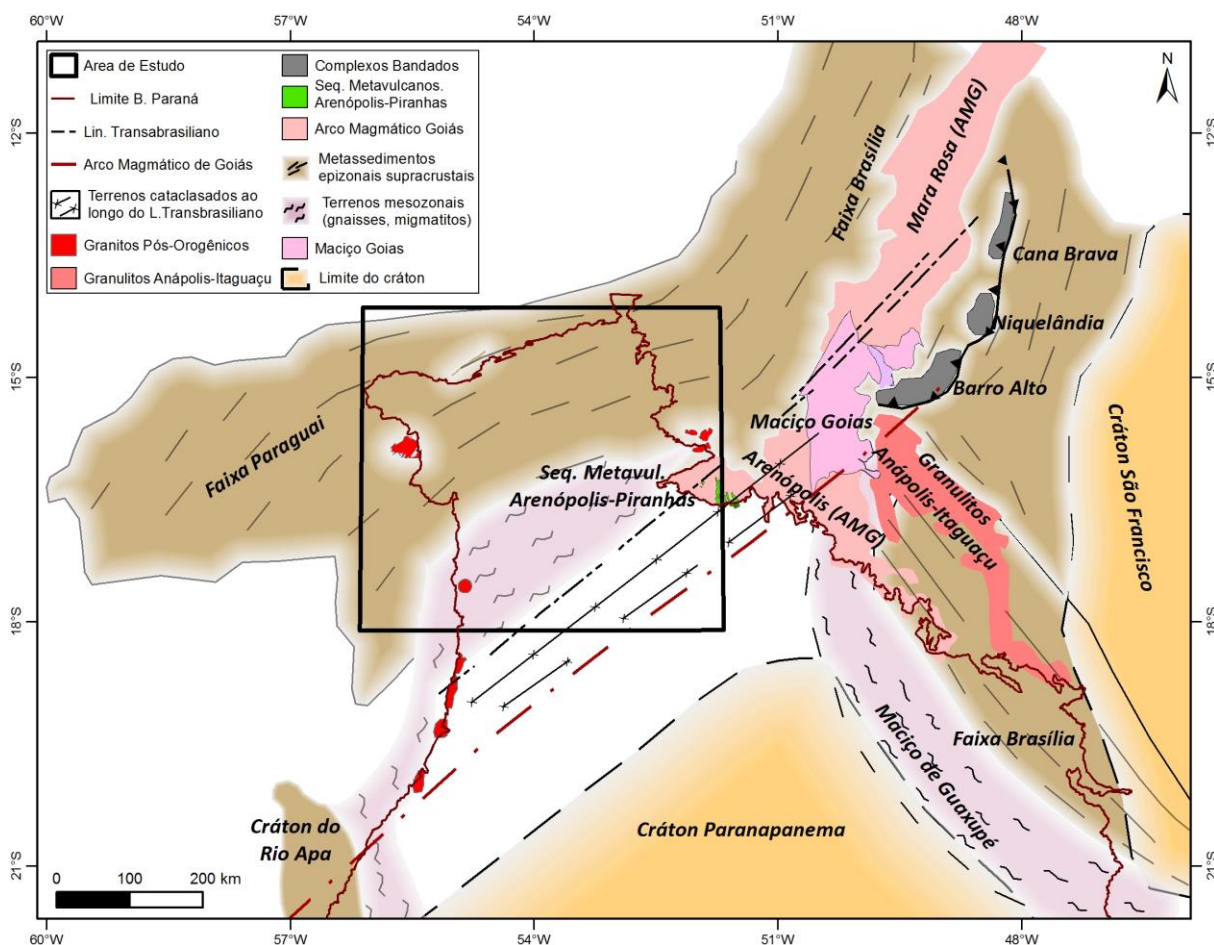


Figura 11: Principais unidades geotectônicas do embasamento e entorno da área de estudo. Faixa Paraguai, Arco Magmático de Goiás, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Complexos Acamados, Sequência Metavulcanossedimentar Arenópolis-Piranhas. Modificado de Cordani *et al.* (1984) e Mapa Geológico Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004).

Há mais de trinta anos, estudos para a compreensão da evolução geológica da porção central da Província Tocantins, vem sendo realizados por diversos autores (Almeida, 1967; Brito Neves & Cordani, 1991; Cordani *et al.*, 1984, 2000, 2003, 2009; Pimentel & Fuck, 1987, 1992; Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1995, 1996,

1997, 1999, 2000, 2001, 2003; Dantas *et al.*, 2001, 2009; Dardene, 2000; Fuck *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2002 e 2003; Laux *et al.*, 2005; Matteini *et al.*, 2010; Godoy *et al.*, 2010; Tohver *et al.*, 2010). A associação de dados de campo, isotópicos e geocronológicos sugerem uma evolução para a porção central da província formada durante a Orogenia Brasileira com colagem tectônica das faixas Brasília e Paraguai (Pimentel *et al.*, 2000) separadas pelo Maciço de Goiás.

6.1.1. Faixa Brasília

A Faixa Brasília, segundo Fuck *et al.* (1994), de idade neoproterozóica foi formada durante a Orogenia Brasileira e localiza-se entre os crátons do Amazonas e São Francisco. Os principais constituintes da faixa são a sequência metassedimentar ao longo da borda oeste do Cráton São Francisco (grupos Paranoá, Canastra, Vazante, Araxá, Ibiá e Bambuí); Arco Magmático de Goiás; Maciço de Goiás (Bloco Arqueano de Goiás e complexos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava) e granulitos neoproterozóicos (Complexo Anápolis-Itaúçu), Figura 12.

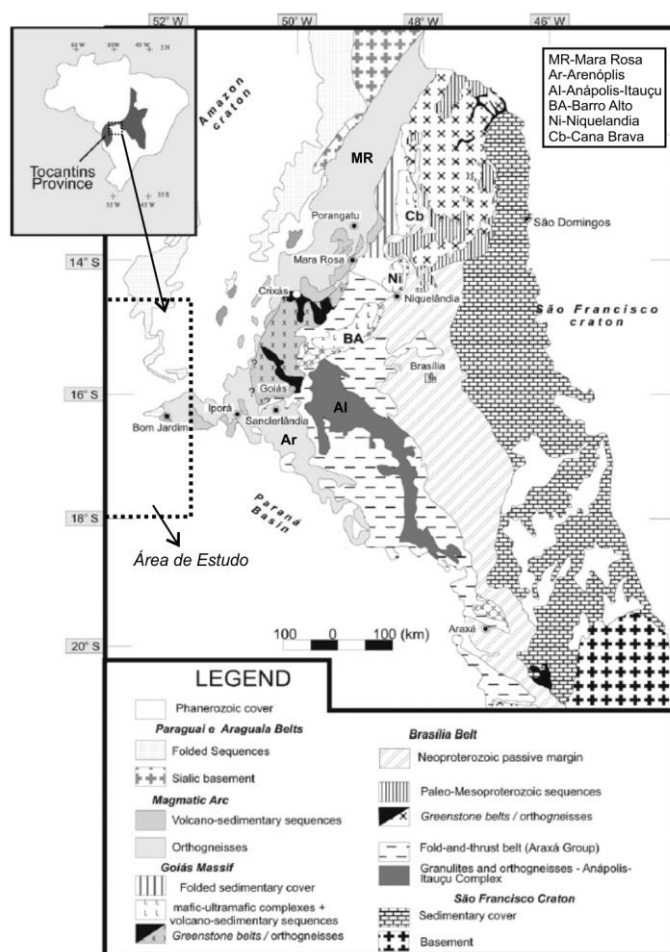


Figura 12: Mapa geológico da Faixa Brasília. Notar as unidades do Arco Magmático e Maciço de Goiás. Modificado de Pimentel *et al.* (2000).

Maciço de Goiás e Complexos Acamadados

O Maciço de Goiás, também chamado de Bloco Arqueano (Queiroz *et al.*, 2008 e Pimentel *et al.*, 2000), consiste em cinco *greenstone belts* (Crixás, Guarinhos, Pilar de Goiás, Faina e Serra de Santa Rita) separados por complexos granito-gnaissicos (Hidrolina, Mosquém, Caiamar, Anta, Caiçara e Uvã), conforme Figura 13. Segundo Queiroz *et al.* (2008), a acreção dos complexos gnaissicos ocorreu em dois estágios de plutonismo granítico, o primeiro ca. 2.85-2.78 Ga e o segundo ca 2.71-2.70 Ga, com base em idades SHRIMP U-Pb em zircões. Evidências de outra atividade geológica a partir de intrusões de diques máficos e zonas de cisalhamento nos complexos gnaissicos foram estudadas por Jost *et al.* (1993) e Correa da Costa (2003), os quais indicam eventos metamórficos com idades ca 2.30 Ga e 2.15-2.00 Ga. O *greenstone belt* de Guarinhos apresenta idade máxima de deposição paleoproterozóica (2.16 Ga), obtida em zircões detríticos de das formações São Patrocínio e Mata Preta, a partir de análises U-Pb (Jost *et al.*, 2012). Ocorre, ainda, no Complexo Mosquém uma fase de deformação mais nova, observada nos zircões recristalizados nos veios intrudidos no complexo gnaissico com idade Pb^{206}/U^{238} 590 ± 10 Ma, interpretados por Queiroz *et al.* (2008) como novos grãos em anatexia devido a colagem do Arco Magmático de Mara Rosa durante o Ciclo Brasileiro.

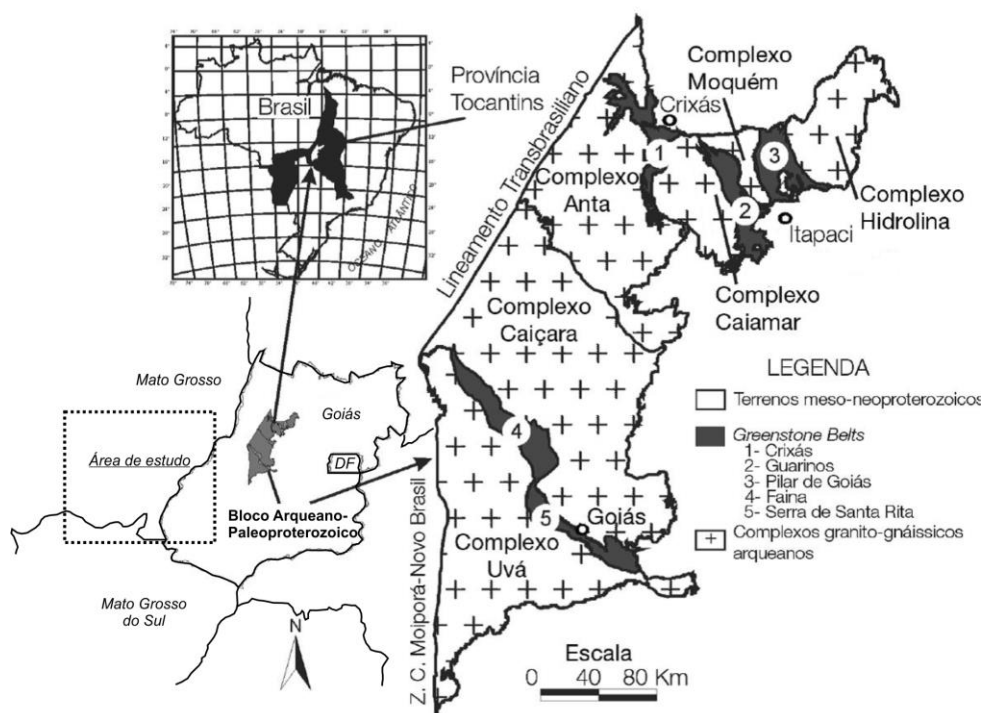


Figura 13: Localização dos terrenos arqueanos e *greenstone belts*, constituintes do Maciço de Goiás. Fonte: Jost *et al.* (2012).

As seqüências vulcanossedimentares de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis ocorrem justapostas aos complexos acamadados máficos-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, respectivamente (Figura 14).

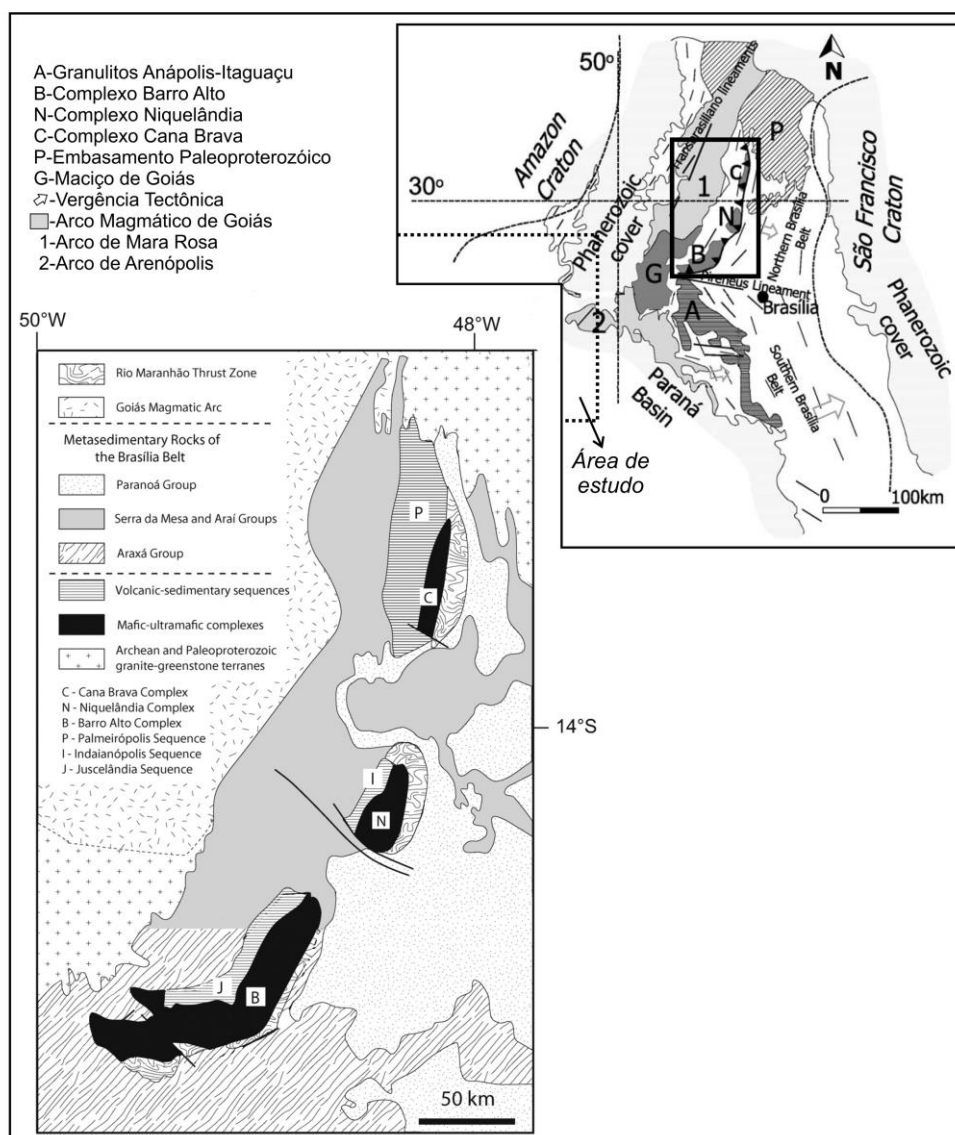


Figura 14: Complexos acamadados: B-Barro Alto, N-Niquelândia, C-Cana Brava. Sequências vulcanossedimentares (painel inferior): J-Juscelândia, I-Indaianópolis e P-Palmeirópolis, e Complexos máficos-ultramáficos bandados. Fonte: Pimentel *et al.* (2003) e Ferreira Filho *et al.* (2010).

A rochas vulcânicas basálticas apresentam associação com intrusões máficas acamadadas dos complexos da Serra do Borges e Serra da Malacacheta, ambas apresentam idades mesoproterozoicas (Ferreira Filho *et al.*, 2010). Diversos trabalhos já foram desenvolvidos nesta região (Ferreira Filho *et al.*, 1992, 1994, 1998, 2010; Ferreira Filho & Pimentel, 2000; Pimentel *et al.*, 2004). As idades U-Pb obtidas em zircão (SHRIMP e ID-TIMS) tanto dos basaltos das seqüências vulcânicas quanto das intrusões de olivina gabro, gabro, anortosito e piroxinetito, são

relacionadas pelos autores a um evento magmático de 1.25 Ga. Os dados geoquímicos destas rochas indicam composições semelhantes a MORB, sugerindo um ambiente tectônico onde o rifteamento continental levou à abertura de uma bacia oceânica (Ferreira Filho *et al.*, 2010).

Os três complexos máficos-ultramáficos, de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, compreendem intrusões ígneas com idades U-Pb SHRIMP de 774-799 Ma (Ferreira Filho *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2004; Giustina *et al.*, 2011). Os autores indicam contribuição de magma derivado do manto instalado na crosta durante um evento de rifteamento continental, em aproximadamente 0,79 Ga, devido as evidência nas rochas de contaminação crustal e valores altamente negativos ϵNd (800 Ma). Superimposto aos dois eventos magmáticos, 1,25 Ga e 0,79 Ga, observa-se registro de tectonismo de alto grau metamórfico de idade de 0.76 Ga (Ferreira Filho *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2004; Giustina *et al.*, 2011).

Arco Mágmatco de Goiás

O Arco Mágmatco de Goiás composto por dois terrenos metaplutônicos - Mara Rosa e Arenópolis (Figura 15) - e sequências metavulcanossedimentares - Bom Jardim, Arenópolis, Iporá, Amorinópolis e Jaupaci - (Figura 16), apresentam três principais eventos magmáticos: ~900 Ma, ~800 Ma e ~600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2003; Matteini *et al.*, 2010), representados na Figura 17.

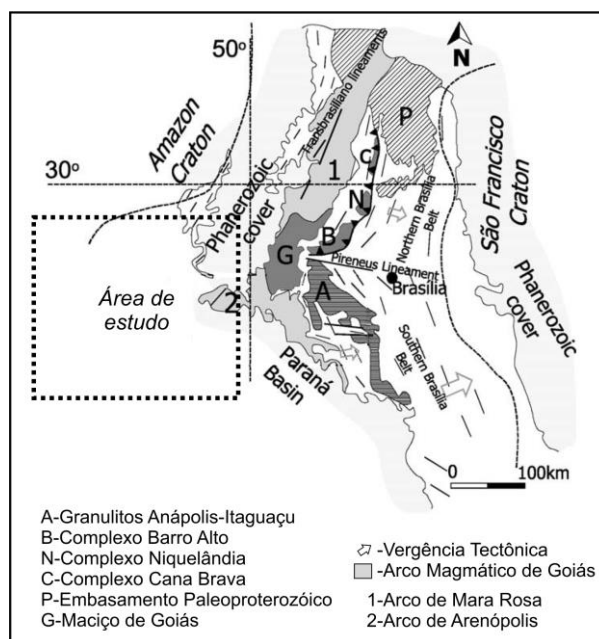


Figura 15: Arco Mágmatco de Goiás no contexto da Faixa Brasília e localização da área de estudo. Modificado de Pimentel *et al.* (2003).

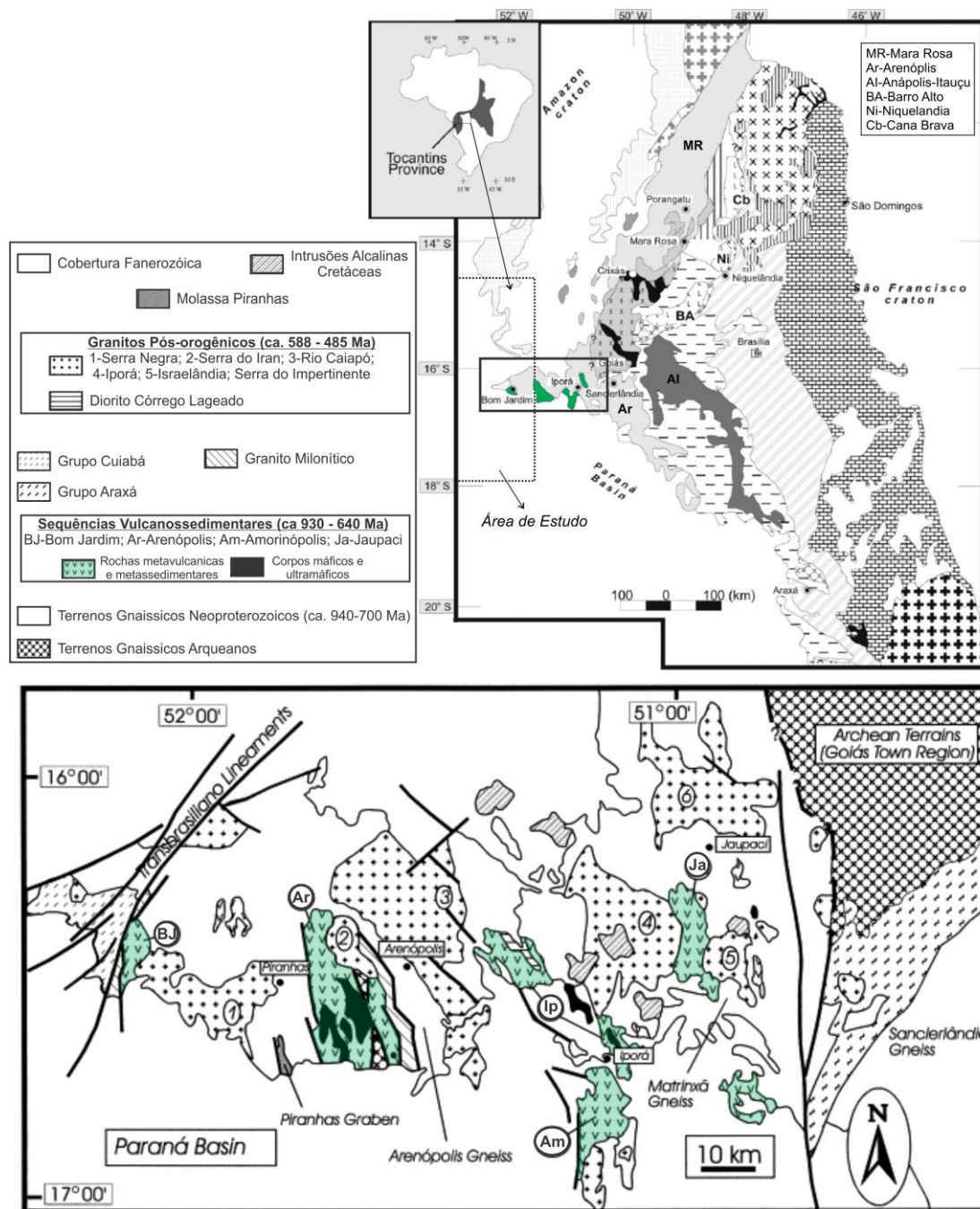


Figura 16: Sequência metavulcanossedimentar de Arenópolis e granitos pós-orogênicos. Modificado de Pimentel *et al.* (1999) e Pimentel *et al.* (2000).

A hipótese da presença de um arco de ilhas vulcânico em ~900 Ma (Pimentel *et al.*, 1997 e 2000) é corroborada pelos dados de U-P e Sm/Nd em rochas metavulcânicas - Mara Rosa com 916 ± 5 Ma (Matteini *et al.*, 2010) e Arenópolis e Jaupaci com 0.92-0.97 Ga (Pimentel *et al.*, 1991 e Pimentel & Fuck, 1992) - cujos dados isotópicos mostram que o magma foi derivado de manto empobrecido com pouca contaminação de crosta mais antiga (Figura 17a). Intrudidos nos metassedimentos, os tonalitos juvenis, identificados por Pimentel *et al.* (1997), de

idade de 850 Ma sugerem que o início da deposição da sequência metavulcanossedimentar se deu na fase inicial do arco de ilha (Matteini *et al.*, 2010).

A presença de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos ao redor do Arco de Mara Rosa aliados aos dados isotópicos de Nd e Hf, sugerem que o magma que formou os granitos-milonitos datados em 800 Ma (U-Pb em zircões) foram fortemente contaminados por assimilação de uma crosta mais antiga (Matteini *et al.*, 2010). Ainda, com a combinação de dados U-Pb e Lu-Hf, os autores sugerem heranças em zircões relacionados a três eventos magmáticos de idade paleoproterozóica (2.02; 2.16 e 2.60 Ga), também reconhecidos por outros autores (Pimentel *et al.*, 2000, Queiroz *et al.*, 2003). Matteini *et al.* (2010) apontam para as características do magma granítico e os possíveis processos petrogenéticos (forte contaminação do magma juvenil por crosta antiga do Paleoproterozóico-Arqueano, ou fusão parcial de crosta antiga) que sustentam a hipótese de um arco magmático tipo cordilheirano e a presença de um embasamento paleoproterozóico para o Arco Magmático em 800 Ma (Figura 17b).

Para Pimentel & Fuck (1992) o magmatismo do tipo-arco continuou no Neoproterozóico, representado por idades da sequência vulcanossedimentar de Jaupaci, em 764 Ma até aproximadamente 600 Ma com o registro desta fase de deformação da Orogenia Brasileira (Figura 17c).

Segundo Pimentel & Fuck (1992), mudanças na composição geoquímica das rochas vulcânicas e máficas da sequência, bem como decréscimo das idades, sugerem gradual espessamento da crosta continental, e assim o aumento do grau de retrabalhamento e envolvimento do material crustal recém formado na geração de novas rochas. O mesmo evento magmático, de 630 Ma, foi posteriormente estudado, e então caracterizado por magmas de assinatura juvenil com contaminação evidente de material de crosta antiga (Pimentel *et al.*, 2000). O último evento tectonometamórfico, que aconteceu entre 630-590 Ma (Pimentel *et al.*, 1999), está representado por intrusões de pequenos complexos máfico-ultramáficos bandados e grandes plútons de granitos nas áreas dos arcos de Mara Rosa e Arenópolis, principalmente.

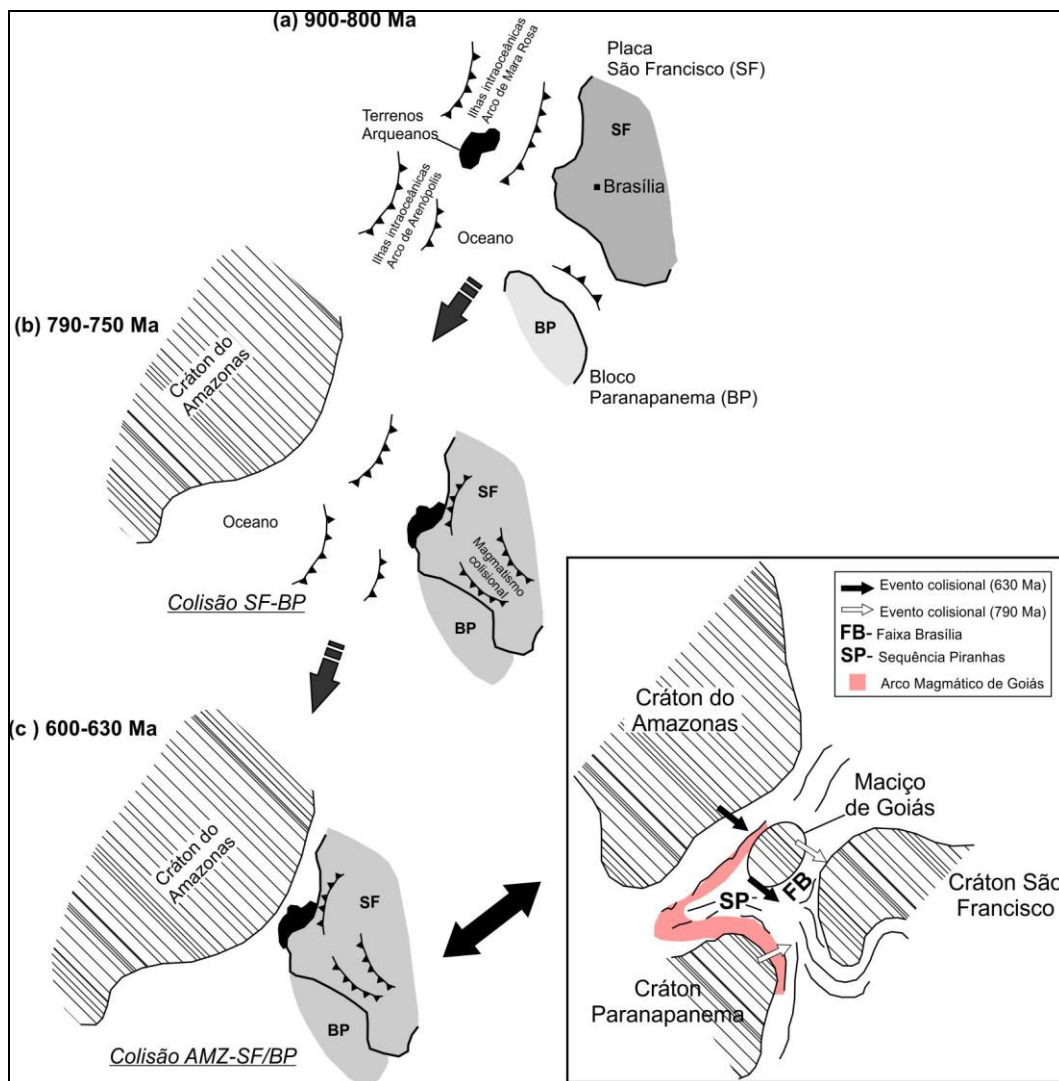


Figura 17: Modelo esquemático da reconstrução do Neoproterozóico e história evolutiva da Faixa Brasília. (a) início da formação do Arco Magmático de Goiás em 900 Ma, início da deposição das sequências metavulcanossedimentares em ambiente de arco de ilha; (b) formação de arco magmático tipo cordilherano com assimilação de crosta mais antiga (Maciço de Goiás) em 800 Ma; (c) colisão entre as áreas cratônicas Amazonas e São Francisco com fechamento do oceano, refusão da crosta continental e geração abundante de magmatismo máfico. Modificado de Pimentel *et al.* (2000) e Dardene (2000).

A interpretação já apontada pelos trabalhos de Pimentel & Fuck (1992) e Pimentel *et al.* (1997), e aceita por outros autores, é de que o metamorfismo registrado em grande parte das áreas da Província Tocantins durante 900 - 600 Ma é efeito de uma progressiva acreção e amalgamento de menores ilhas oceânicas e arcos magmáticos continentais, que se sucederam no tempo e no espaço, resultado da colisão entre os continentes da Amazônia e São Francisco (Figura 17).

Após a última fase principal de deformação do Ciclo Brasileiro, com o fechamento do oceano e colisão continental, ocorreu um soerguimento regional registrado nas rochas da sequência vulcanossedimentar de Arenópolis (Figura 16),

que a partir de dados geocronológicos e de campo que indicam um metamorfismo em 594 Ma (Pimentel *et al.*, 1991).

Ao caracterizar isotopicamente corpos graníticos intrudidos na sequência vulcanossedimentar de Arenópolis, Pimentel *et al.* (1996) apontam um nível raso para as intrusões, que ocorreram em duas fases principais. A fase mais antiga, entre 588 a 560 Ma, e outra mais nova com idades entre 508 e 485 Ma. O magmatismo pós-orogênico gerou um grande volume de granitos calcio-alcálicos e granitos enriquecidos em K, com origem mantélica neoproterozóica (característica isotópica Sr e Nd). Foi sugerido por Pimentel *et al.* (1996), a partir de evidências de campo e geocronológicas, a colocação dos granitos em ambiente extensional acompanhado de um soerguimento rápido e posterior arrasamento da região. Os autores ainda sugerem que, durante o intervalo de ~30 Ma, entre o metamorfismo e as intrusões, aproximadamente 12-18 km de crosta continental foram erodidas, considerando um soerguimento de 0,4-0,6 mm/ano estimado por correlação com faixas de montanhas colisionais atuais.

A fase distensional do magmatismo granítico que ocorreu entre 588-560 Ma (Pimentel *et al.*, 1996) é admitida como contemporânea a deposição dos sedimentos da Faixa Paraguai. Pimentel *et al.* (1996) consideram que os granitos pós-orogênicos mais jovens, com ~510 Ma poderiam ser interpretados como os representantes magmáticos das fases iniciais de extensão que deu origem a Bacia do Paraná, considerando que suas unidades sedimentares mais antigas são de idades ordovicianas, apenas 40-20 Ma mais jovem do que este grupo de granitos.

Granulitos Neoproterozoicos

Associados a deformação brasileira ocorrem corpos máfico-ultramáficos metamorfizados em fácies granulíticas em Anápolis Itauaçu, além do tectonismo de alto grau metamórfico que atingiu o Complexo de Barro Alto em Niquelândia (Figura 14). No Complexo Anápolis-Itauaçu foram datados dois corpos de granulitos pelos métodos de U-Pb convencional e SHRIMP, os quais apresentaram idades em zircões de 625 e 621 Ma (Giustina *et al.*, 2011). Os granulitos compreendem um evento extensional (~620 Ma) relacionado ao início do soerguimento da cadeia, onde ocorreram alívio de pressão, fusão de manto com geração abundante de magmatismo máfico e refusão de crosta continental, características estas do Arco

Magmático de Goiás e do próprio complexo (Pimentel *et al.*, 2004 e Giustina *et al.*, 2011).

6.1.2. Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai é compreendida por depósitos sedimentares acumulados ao longo de uma rampa continental, com posterior dobramento e metamorfismo durante a Orogenia Brasileira (Alvarenga *et al.*, 2000). As unidades que compõe a faixa estão dispostas segundo uma sucessão de rochas siliciclásticas e carbonáticas metassedimentares representada pelos grupos Cuiabá, Araras e Alto Paraguai (Figura 18).

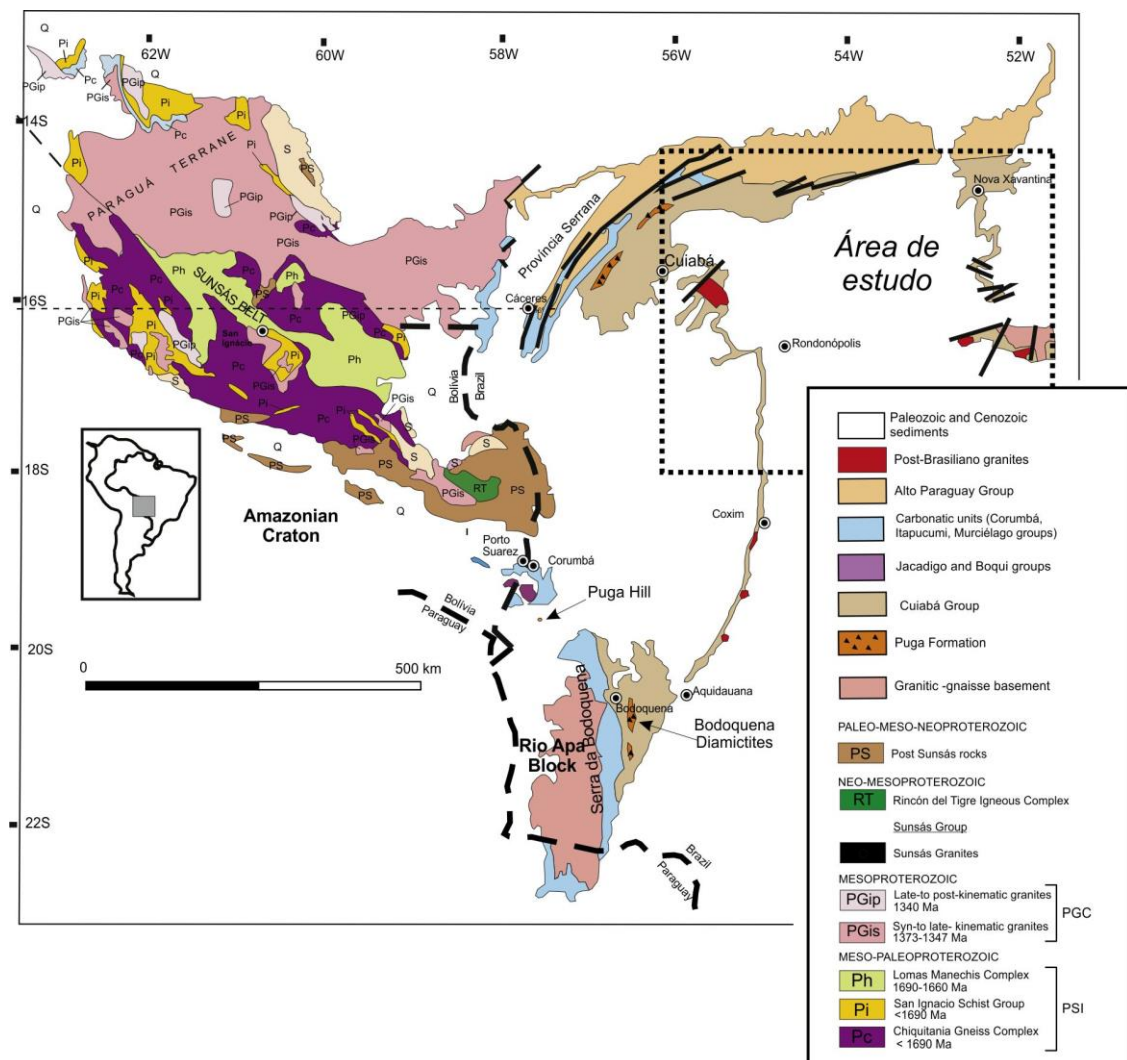


Figura 18: Mapa geológico da Faixa Paraguai. Fonte: Babinsk *et al.* (2013).

A fase de dobramento e metamorfismo da Faixa Paraguai ocorreu durante a Orogenia Brasileira (Alvarenga *et al.*, 2000). A sucessão de rochas siliciclásticas e carbonáticas sedimentares (Gr. Cuiabá, Gr. Araras e Gr. Alto Paraguay) (Figura 18), estudados por Dantas *et al.* (2009), apresentaram valores isotópicos de Nd que indicam mudanças de ambiente deposicional de margem continental extensional para uma configuração de bacia tipo *foreland* compressional ao longo da história de deposição destas rochas. Estes autores, ao estudarem as rochas que compreendem a Faixa Paraguai a partir de isótopos de Nd, identificaram que o material detrítico que as compunham eram de origem de crosta continental, caracterizado por altos valores negativos de ϵ_{Nd} e apresentaram idades modelo (T_{DM}) de paleo a mesoproterozóico. A composição isotópica de Nd da sequência basal e a interpretação paleogeográfica apontam para o Cráton do Amazonas como principal área fonte (Dantas *et al.*, 2009 e Alvarenga & Trompette, 1992). Já para as formações Raizama e Diamantino (porção superior da sequência) foram obtidas idades T_{DM} muito mais jovens, sugerindo uma contribuição meso a neoproterozóica do Arco Magmático de Goiás ou da Faixa Brasília, configurando, assim, a inferência da inversão tectônica da bacia (Dantas *et al.*, 2009).

Intrudidos nas rochas do Grupo Cuiabá da Faixa Paraguai (Figura 19), os granitos pós-orogênicos neoproterozóicos, também caracterizados por Pimentel *et al.* (1996), constituem a Província Granitóide Matogrossense (PGM) (Godoy *et al.*, 2010), que representam importante papel na história evolutiva da faixa. As rochas granitóides neoproterozóicas da PGM já vem sendo estudadas por diversos autores (Amaral *et al.*, 1966; Hasui & Almeida, 1970; Almeida & Mantovani, 1975; Pimentel & Fuck, 1987; Manzano, 2009; Godoy *et al.*, 2005a, 2005b e 2007; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Ferreira *et al.*, 2007 e 2008; Godoy *et al.*, 2010; McGee *et al.*, 2012).

A partir destes estudos, Godoy *et al.* (2010) caracterizaram e separaram sete corpos ígneos em duas suítes magmáticas, as suítes Sul e Norte, que representam dois pulsos magmáticos da Província Granitóide Matogrossense (Figura 19). Segundo os autores, o evento colisional que deu origem a faixa de dobramentos apresentou um estágio de espessamento litosférico com a colocação dos granitos da Suíte Sul. Gerados em ambiente sin-colisional os granitos Taboco, Rio Negro, Coxim e Sonora apresentam formação a partir de magmas com origem de crosta paleoproterozóica (idades modelos T_{DM} entre 1,97 a 1,59 Ga), com idades de cristalização 540 ± 4.7 Ma, 547 ± 4.9 Ma, 540 ± 3.6 Ma e 548 ± 5.9 Ma,

respectivamente. O final do evento colisional, possível em ambiente extensional de relaxamento crustal, deu espaço para geração e colocação dos granitos tardi a pós-colisionais da Suíte Norte. Os granitos desta porção, São Vicente, Lajinha e Araguaiana, apresentam características de um magma oriundo de crosta meso a neoproterozóica (idades modelos T_{DM} de 1,165 a 1,59 Ga), e idades de cristalização 504 ± 8.9 Ma, $505,4 \pm 4.1$ Ma e $509,4 \pm 2.2$ Ma, respectivamente.

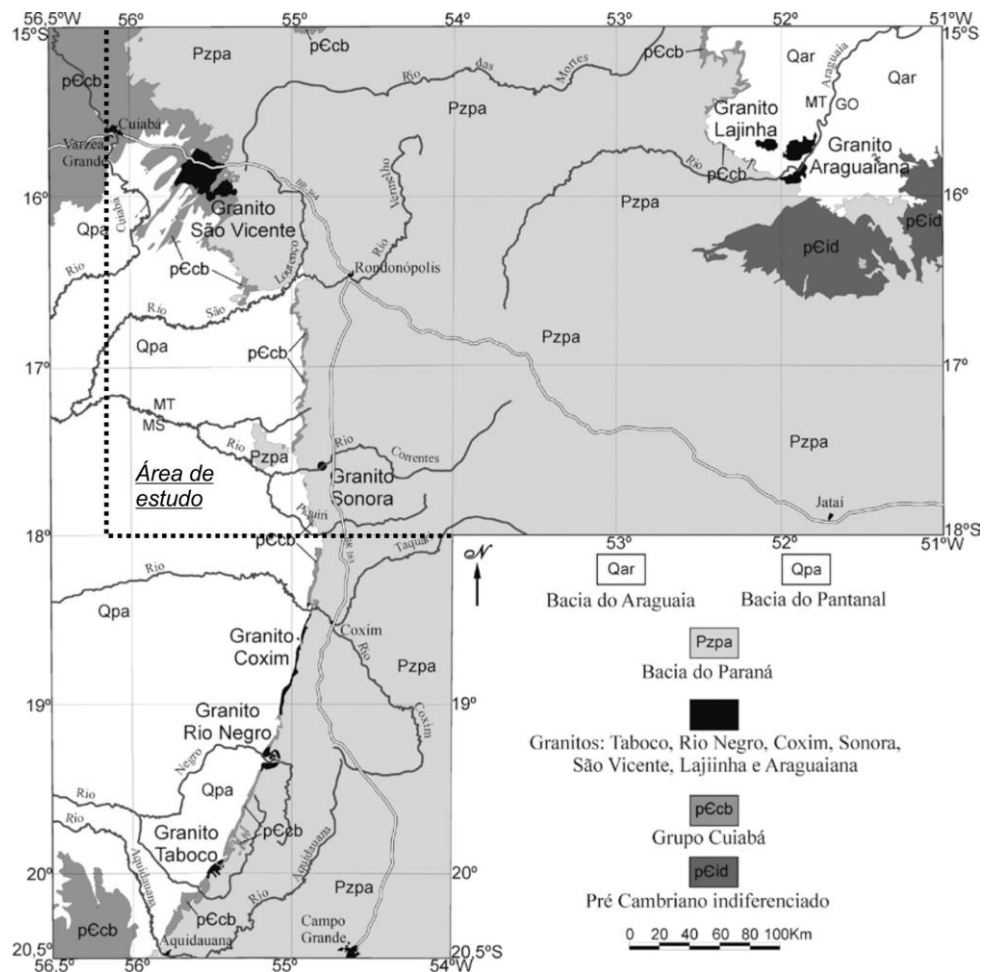


Figura 19: Localização dos granitos da Província Granitóide Matogrossense: Taboco, Rio Negro, Coxim, Sonora, São Vicente, Lajinha e Araguaiana. Fonte: Godoy *et al.* (2010)

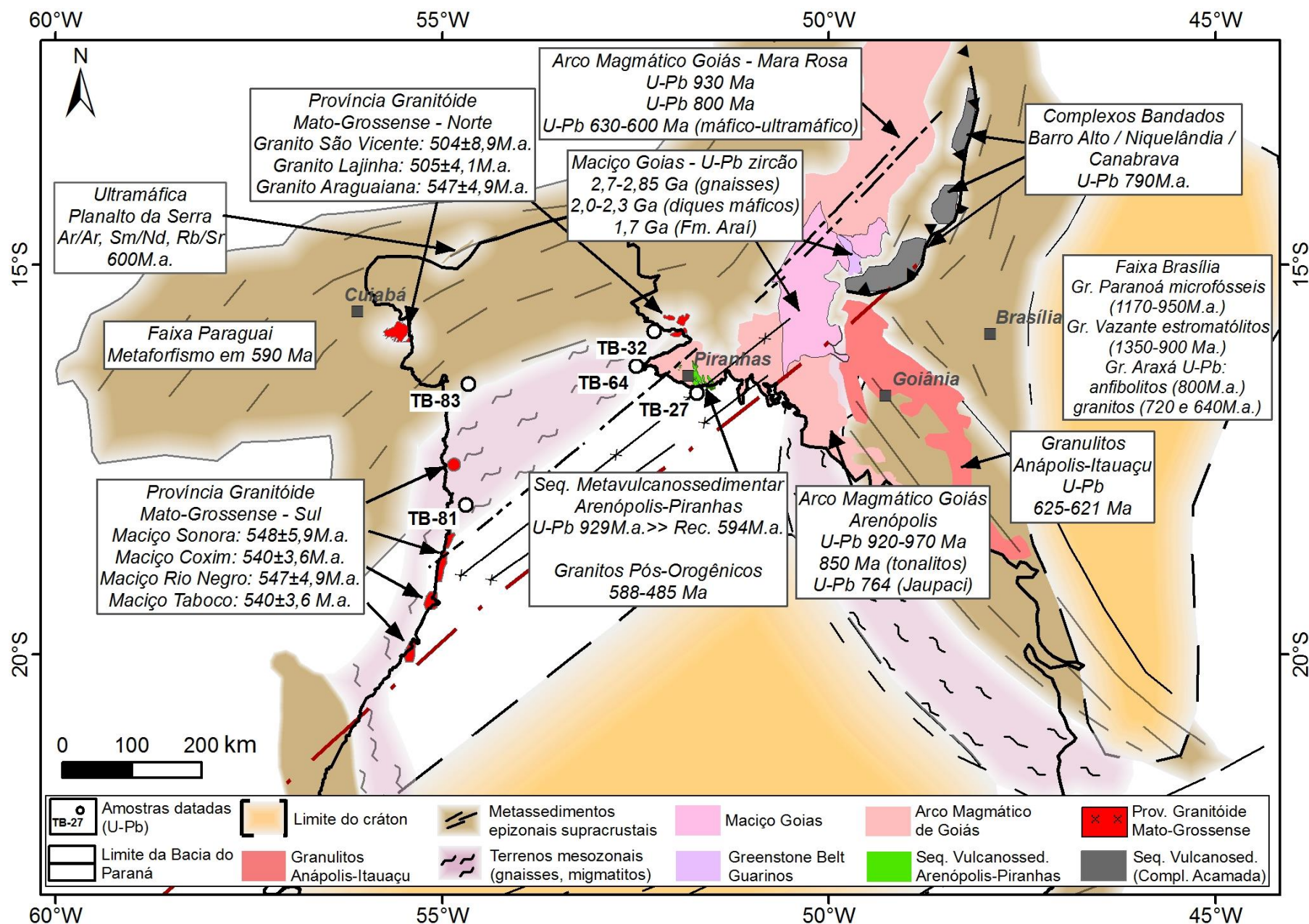


Figura 20: Mapa do arcabouço estrutural do embasamento do noroeste da Bacia do Paraná indicando as idades compiladas da Província Tocantins.

Tabela 2: Idades das principais unidades geológicas do embasamento da área de estudo

<i>PRINCIPAIS IDADES U-PB DE ZIRCAO DETRÍTICO</i>				
<i>Unidade de Rocha</i>	<i>Compartimento Tectônico</i>	<i>Idades (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
Província Granitóide Matogrossense	Granitos Pós-Orogênicos	548-540 e 509-504	Sm/Nd e U-Pb	<i>Godoy et al. (2010)</i>
Granitos intrudidos na sequência Arenópolis e Faixa Paraguai	Granitos Pós-Orogênicos	588-560 e 508-485	Rb/Sr e Sm/Nd	<i>Pimentel et al. (1996)</i>
Granulitos	Anápolis-Itaguaçu	625-621	U-Pb (SHRIMP)	<i>Giustina et al. (2011)</i>
Complexos máficos-ultramáficos bandados e plutons graníticos - Mara Rosa e Arenópolis	Arco Magmático Goiás	630-590	Sm/Nd, Rb/Sr e U-Pb	<i>Pimentel et al. (1999)</i>
Sequência sedimentar Jaupaci	Arco Magmático Goiás	764	U-Pb e Rb/Sr	<i>Pimentel & Fuck (1992)</i>
Granitos-milonitos - Mara Rosa	Arco Magmático Goiás	800	U-Pb e Lu-Hf	<i>Matteini et al. (2010)</i>
Tonalitos juvenis intrudidos nas metavulcânicas - Arenópolis	Arco Magmático Goiás	850	U-Pb e Sm/Nd	<i>Matteini et al. (2010)</i>
Rochas metavulcânicas - Mara Rosa	Arco Magmático Goiás	916 ± 5	U-Pb e Sm/Nd	<i>Matteini et al. (2010)</i>
Rochas metavulcânicas - Arenópolis	Arco Magmático Goiás	970-920 (recristalização em 594)	U-Pb e Rb/Sr	<i>Pimentel et al. (1991); Pimentel & Fuck (1992)</i>
Complexos máficos acamadados (Barro Alto, Niquelândia e Canabrava)	Complexos Bandados	790 (recristalização em 760 e 774)	U-Pb	<i>Ferreira Filho et al. (2010); Pimentel et al. (2004)</i>
Sequências vulcanossedimentares (Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis)	Complexos Bandados	1250	U-Pb (SHRIMP e ID-TIMS)	<i>Ferreira Filho et al. (2010)</i>
Complexo Mosquém	Maçço de Goiás	590	U-Pb (SHRIMP) e Sm/Nd	<i>Queiróz et al. (2008)</i>
Intrusões graníticas no Grupo Araí	Maçço de Goiás	1770-1600	U-Pb	<i>Pimentel et al. (1991)</i>
Sedimentos de Guarinhos	Maçço de Goiás	2160	U-Pb	<i>Jost et al. (2012)</i>
Diques máficos nas unidades granítico-gnaissico	Maçço de Goiás	2300	Rb/Sr, Ar/Ar e Sm/Nd	<i>Correa da Costa (2003)</i>
Granito Gnaissico	Maçço de Goiás	2850-2700	U-Pb (SHRIMP) e Sm/Nd	<i>Queiróz et al. (2008)</i>

6.2. Embasamento e origem da Bacia do Paraná

A configuração do continente Gondwana no final do Ciclo Brasileiro representa o embasamento da Bacia do Paraná, o qual compreende a porção sudeste da Plataforma Brasileira, afetada pelo evento tectonomagmático de idade brasileira (Cordani *et al.*, 1984).

As principais feições geológicas que constituem o arcabouço estrutural do embasamento da Bacia do Paraná são os limites com rochas expostas, lineamentos e blocos observados em mapas geofísicos e dados de poços interpretados e discutidos por diversos autores (e.g. Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1990; Tankard *et al.*, 1995, Milani & Ramos, 1998).

Cordani *et al.* (1984 e 2009) apresentam propostas para o arcabouço do embasamento da Bacia do Paraná, o qual é constituído por terrenos cratônicos (São Francisco, Rio Apa, Paranapanema, Luiz Alves e Rio da Prata) margeados e/ou limitados por faixas móveis de direção nordeste (Paraguai, Apiaí-São Roque e Tijucas) e a Faixa Brasília (representada pelos metassedimentos e terrenos mesozonais do Maciço de Gaxupé), além do Arco Magmático de Goiás, Lineamento Transbrasiliano, Falha de Jacutinga e a Falha de Curupá, orientados segundo a direção nordeste-sudoeste (Figura 21).

A configuração do embasamento está estritamente relacionada com a evolução do Ciclo Brasileiro (Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1990; Milani & Ramos, 1998). A colisão entre os crátons do Amazonas e São Francisco durante um longo período de tempo (900 - 630 Ma) (Pimentel & Fuck, 1992) contou com uma progressiva acreção e amalgamento de menores ilhas oceânicas e arcos magmáticos continentais, que se sucederam no tempo e no espaço, culminando nos processos de deformação e metamorfismo da Orogenia Brasileira (~600 Ma). Segundo Zalán *et al.* (1990), a fase de deformação do ciclo iniciou no Neoproterozóico (700 a 650 Ma), com intensa granitogênese na transição entre o Proterozóico e Paleozóico (610 a 580 Ma) e com subsequente resfriamento durante o Cambriano-Ordoviciano (500 a 450 Ma).

A análise do arranjo estrutural do embasamento da bacia permitiu a alguns autores (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 1994; Milani & Ramos, 1998; Cordani *et al.*, 2009) proporem relações com a origem dos espaços formados para deposição das primeiras unidades estratigráficas. Em especial o Bloco Cratônico do Paranapanema, descrito inicialmente como um núcleo cratônico central (Figura 22)

do embasamento da Bacia do Paraná (Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1990; Quintas *et al.*, 1999) e posteriormente melhor definido em estudos gravimétricos de Mantovani *et al.* (2005) (Figura 23), delimitado por faixas móveis.

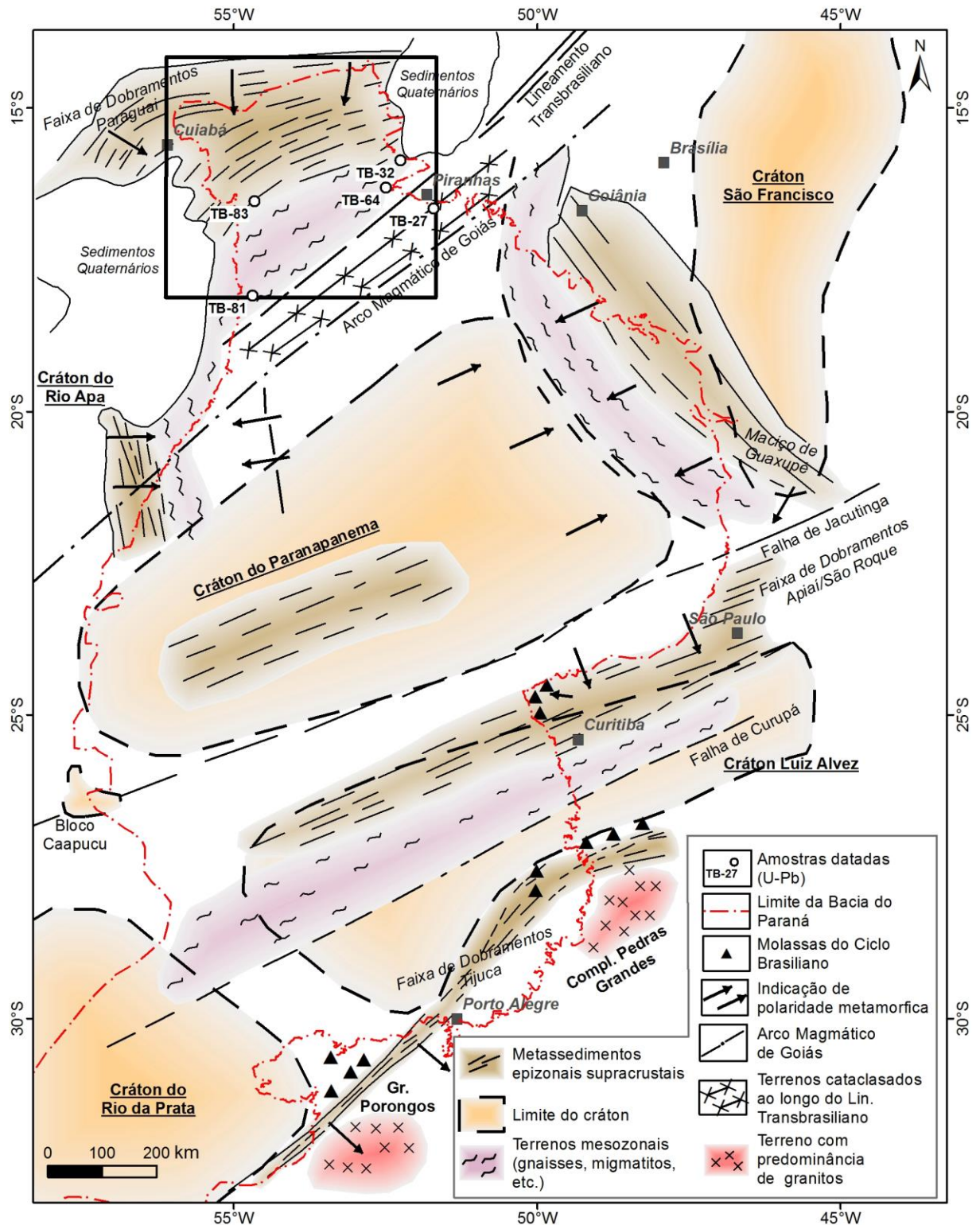


Figura 21: Mapa geotectônico do embasamento da Bacia do Paraná com localização da área de estudo. Modificado de Cordani *et al.* (2009).

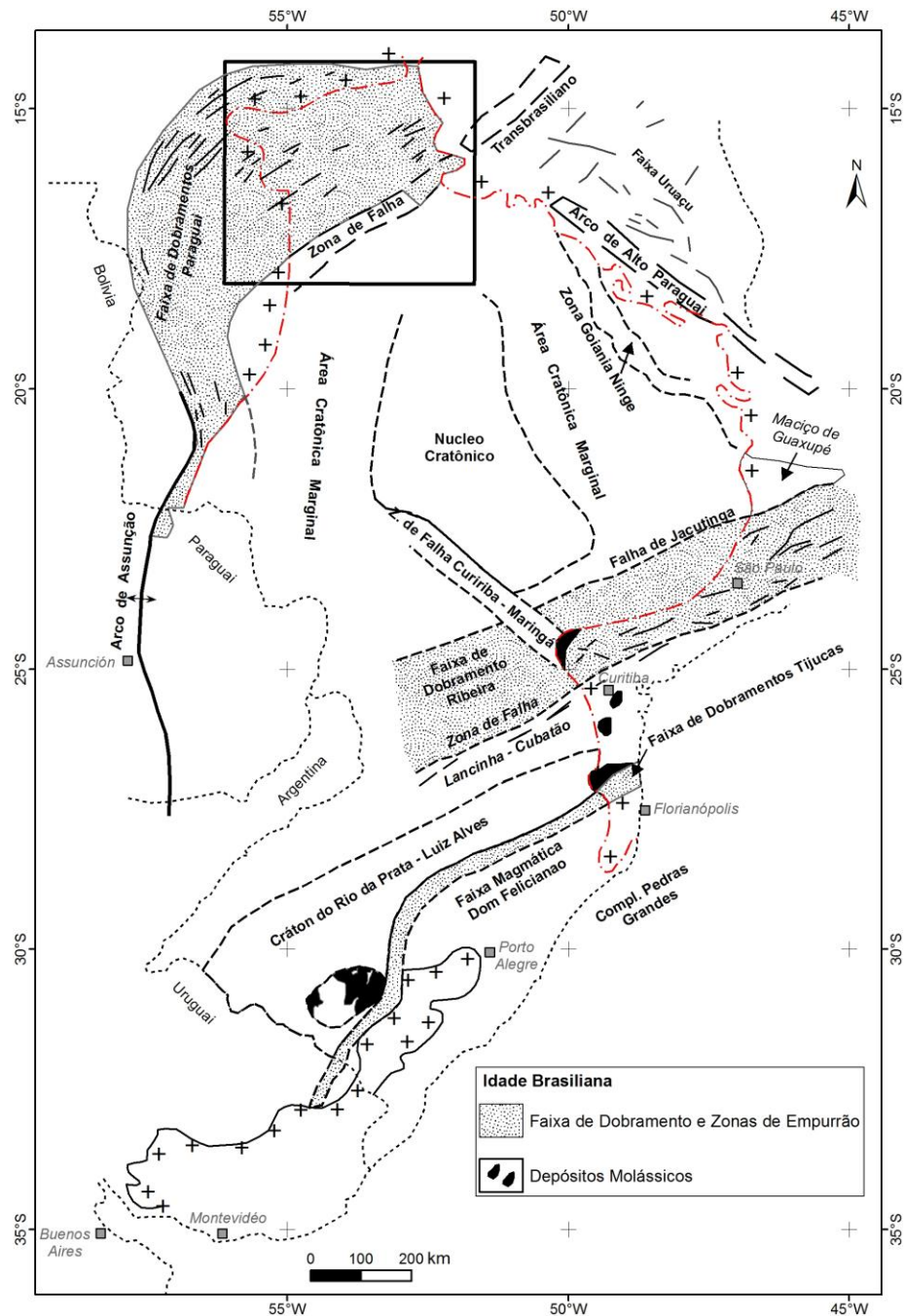


Figura 22: Embasamento da Bacia do Paraná, constituído por um núcleo cratônico central.
Fonte: Zalán *et al.* (1990).

Na concepção de Milani & Ramos (1998), a porção central do embasamento da bacia é composta por fragmentos cratônicos e faixas móveis brasileiras, dividida nos blocos cratônicos Rio Aporé, Rio Paranapanema, Triângulo Mineiro e Guaxupé (Figura 24). O limite norte do Cráton Paranapanema é definido por uma anomalia magnética negativa (Mantovani *et al.*, 2005), indicado por Cordani *et al.* (2009) como resposta de uma faixa colisional brasileira.

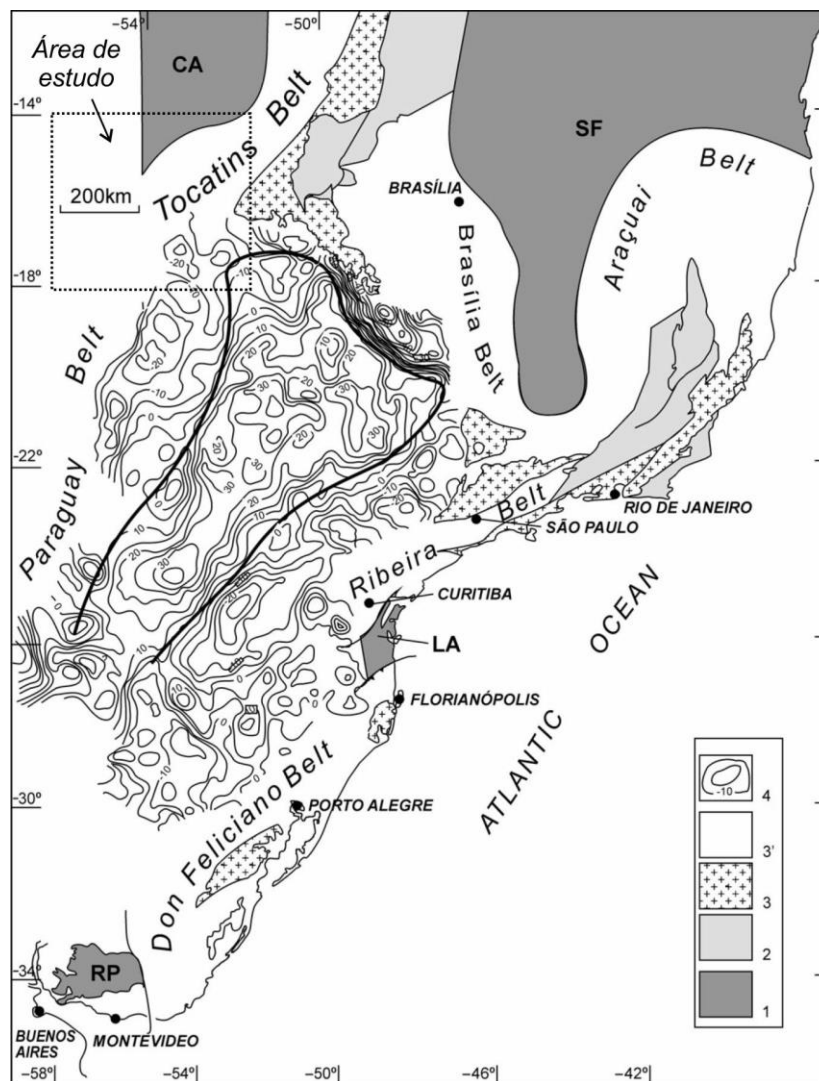


Figura 23: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer da Bacia do Paraná sobreposto ao mapa dos compartimentos tectônicos durante o Brasiliano com indicação do núcleo cratônico da bacia. (1) Blocos cratônicos: CA—Amazonas; SF—São Francisco; LA—Luís Alves; RP—Rio de La Plata. Domínios brasileiros: (2) Retrabalhamento pré-brasiliano, (3) Arco magmático neoproterozóico (Mara Rosa, Arenópolis, Guaxupé, Pelotas, Terreno Serra do Mar), (3') Faixas de dobramento brasileiras, (4) Linhas de contorno da gravimetria do embasamento da Bacia do Paraná. Fonte: Mantovani *et al.* (2005).

Os processos responsáveis pela subsidência e acomodação dos primeiros depósitos sedimentares da Bacia do Paraná apresentam diferentes interpretações. Fulfaro *et al.* (1982) propuseram para a deposição dos estratos ordovicianos em calhas aulacógenas no embasamento, uma formação a partir de subsidência térmica. Para Zalán *et al.* (1990) a subsidência térmica seria o principal mecanismo de subsidência da Bacia do Paraná. Após a deformação e granitogênese do Ciclo Brasileiro a temperatura no Continente Gondwana deveria ser elevada e o subsequente resfriamento causaria este efeito. Estes autores apontam para o arcabouço do embasamento contendo um núcleo cratônico e faixas móveis, que

configuram zonas de fraquezas, com depósitos molássicos restritos (Figura 22). Os depósitos molássicos do Ordoviciano, para Zalán *et al.* (1990), representam detritos erosivos das faixas de empurrões e arcos magmáticos que foram afetados por uma deformação compressional e magmatismo, sem qualquer relação com um *rift* inicial.

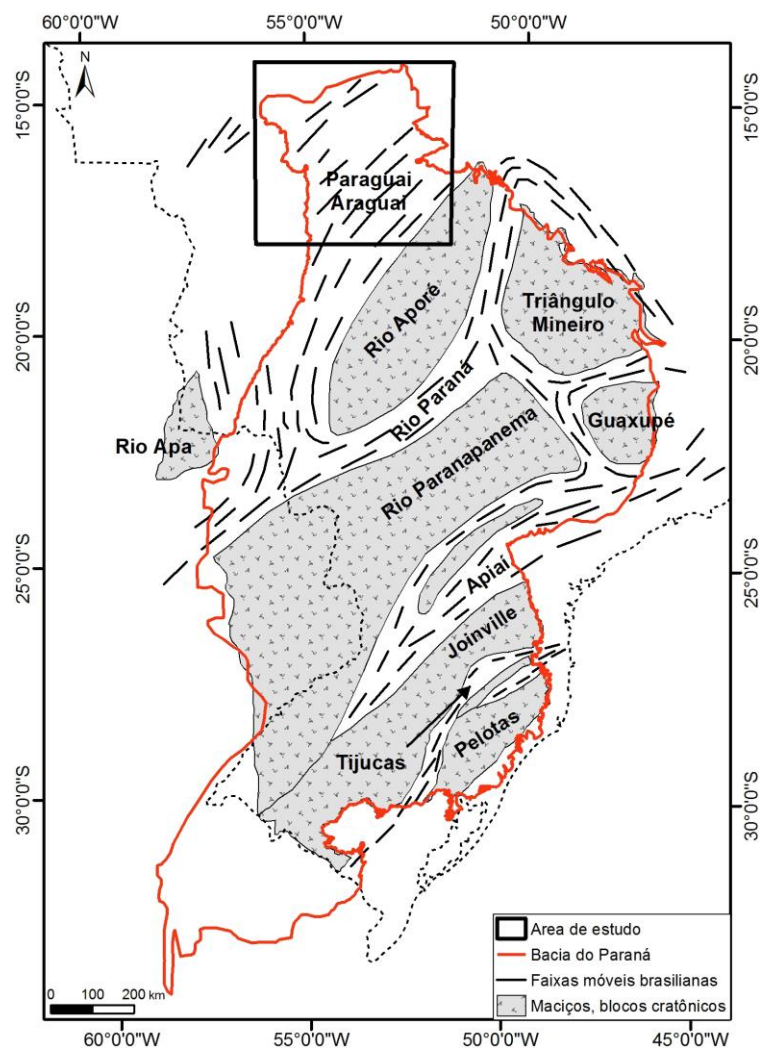


Figura 24: Arcabouço do embasamento da Bacia do Paraná, blocos cratônicos e faixas móveis brasileiras. Modificado de Milani & Ramos (1998).

A não existência de um *rift* precursor da Bacia do Paraná foi discutido por Soares (1991), o qual aponta para um provável mecanismo de flexura litosférica no Neo-ordoviciano seguido de abatimento de blocos que geram grábens e assim acomodariam os primeiros sedimentos da bacia.

A ideia da presença de uma fase *rift* na Bacia do Paraná foi apresentada por Milani *et al.* (1994), onde o registro desta fase seriam os sedimentos da Formação Alto Garças e a ocorrência do basalto Três Lagoas. A partir das informações da Formação Alto Garças como representante de uma fase *rift*, França *et al.* (1995) e

Tankard *et al.* (1995) indicaram as primeiras deposições da bacia relacionadas a grábens de direção NE-SW (Figura 25 e Figura 26).

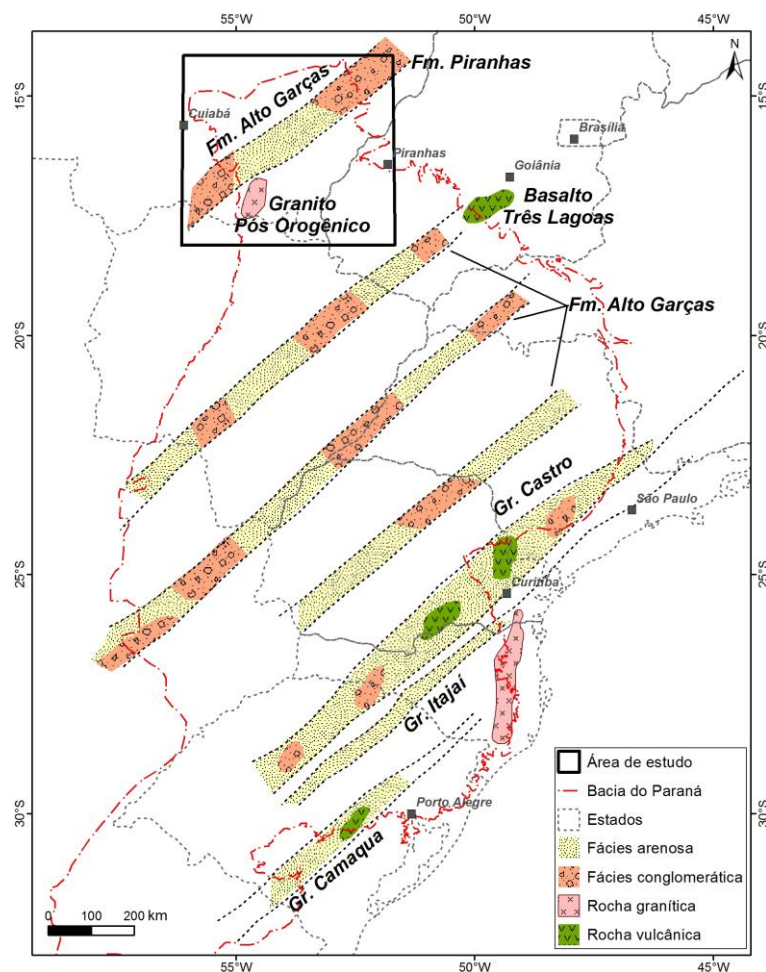


Figura 25: Mapa paleogeológico do Ordoviciano, representado pela formações Alto Garças e Piranhas na área de estudo. Fonte: França *et al.* (1995).

Segundo Tankard *et al.* (1995), os eventos do Ciclo Brasileiro registraram feições estruturais em escala tectônica regional no Gondwana, deixando impresso no embasamento lineamentos e zonas de cisalhamento orientadas segundo a direção nordeste-sudoeste (Figura 26a). Os autores apontam para a formação de bacias do tipo *pull-apart* (Ribeira e Dom Feliciano) naquelas zonas de cisalhamentos como resultado de alívio crustal, ainda durante o Cambriano. Ao longo da evolução, ocorreram vulcanismo ácido a intermediário e granitóides associados a dilatações (ex. arco plutônico associado a estrutura transbrasiliana). Estas transtensões ao longo das zonas de cisalhamentos se refletiram num conjunto paralelo de *rifts* na passagem do Cambriano-Ordoviciano representado na Figura 26b (Tankard *et al.*, 1995).

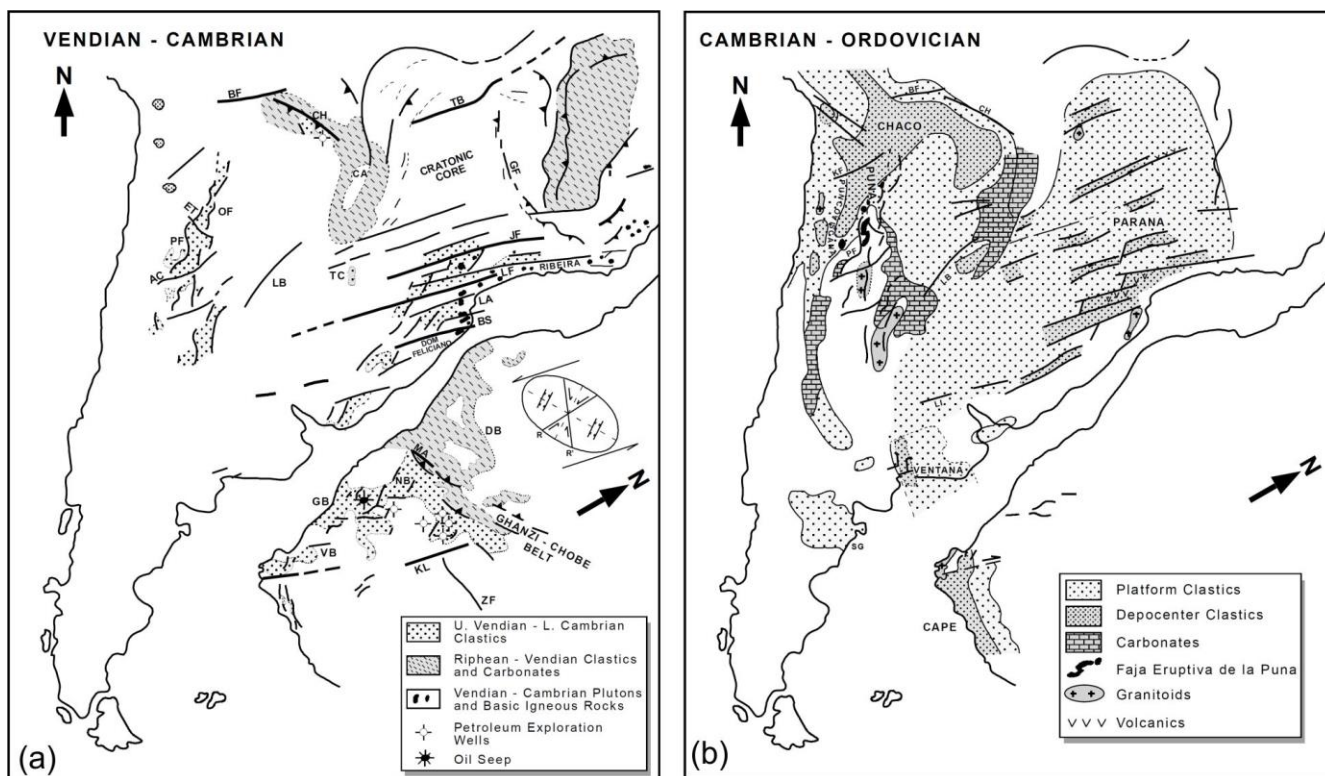


Figura 26: reconstrução tectônica do Cambriano e Ordoviciano, notar o *trend* de estruturas nordeste, depósitos cambrianos ao longo dos cinturões Ribeira e Dom Feliciano, rochas vulcânicas e graníticas no Ordoviciano. (AC-Lineamento Aconquija; BF- Falha Boomerang; BS-Falha Blumenau-Soledade; CA-Cráton Apa; CH-Empurrão Chiquitanas; DB-Faixa Damara; ET-Lineamento El Toro; GB-Faixa Gariep; GF-Faixa Goiânia; JF-Falha Jacutinga; KL-Lineamento Kalahari; LA-Cráton Luis Alves; LB-Las Breñas; LF-Falha Lancinha-Cubatão; MA-Anfibolito Matchless; NB-Complexo da Bacia Nama; OF-Falha Ocloyic; PF-Falha Puna; B-Lineamento Trans-Brasiliano, TC-Cráton Tebicuary; VB-Bacia Vanrhynsdorp; ZF-Falha Zoetfontein. Fonte: Tankard *et al.* (1995).

Ao estudar as unidades basais da Bacia do Paraná, Assine (1996) observa a ausência de fácies de leques aluviais e/ou lacustres para estas unidades, que caracterizariam bacias do tipo *rift*. Ao correlacionar a Bacia do Paraná com as bacias do Chaco e Peru-Bolivia, o autor observou as influências regionais das orogenias no oeste do Gondwana e apontou uma possível origem para a bacia. No Eo-ordoviciano ocorreu um evento regional de distensão, a leste de Arequipa, o qual teria reativado estruturas de orientação nordeste brasileiras e então dado origem as bacias molássicas pós-orogênicas. A partir do Neo-ordoviciano o regime tectônico foi compressivo no sudoeste do Gondwana, devido a colisão do Cráton do Arequipa com o Terreno Pampeano (Orogenia Oclóyca), gerando assim a Proto-cordilheira do Andes (desenvolvimento do arco magmático) (Figura 27). Por sobrecarga tectônica a Bacia de Puna, anteriormente pericratônica (ou ainda interpretada como *back-arc* distensional) foi convertida em bacia de *foreland*, e sob este contexto ocorreria o

início da deposição dos sedimentos da Formação Alto Garças, em uma bacia intracratônica adjacente a Bacia do Chaco.

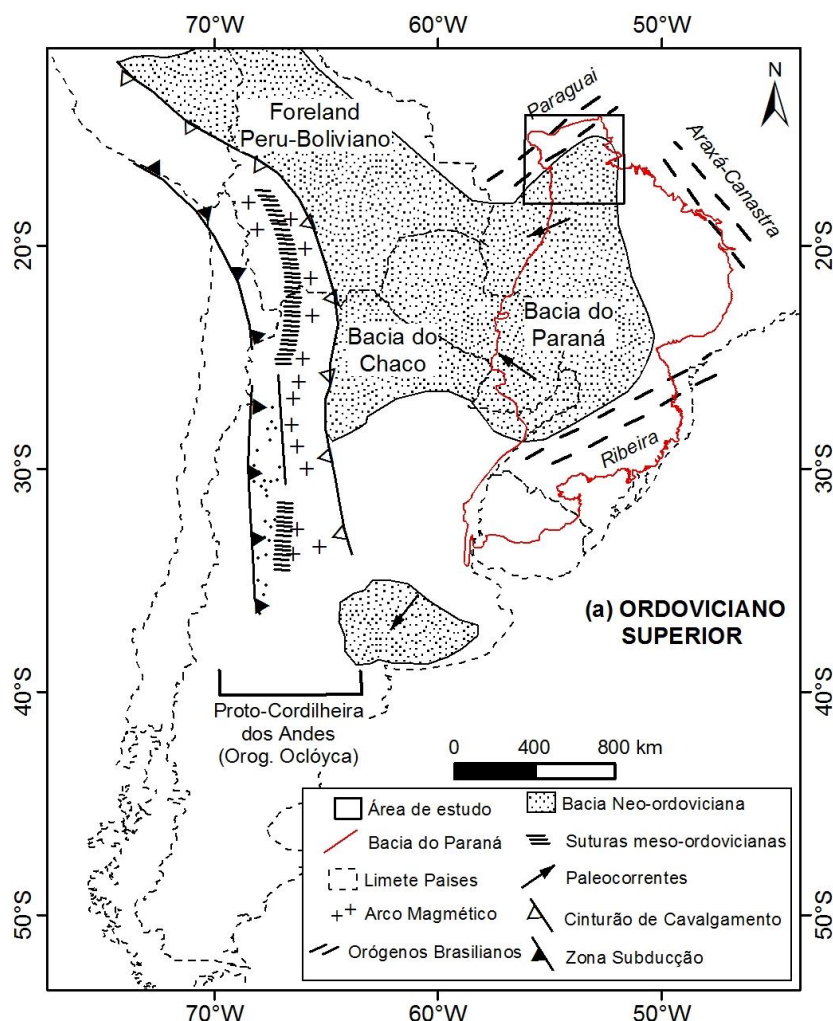


Figura 27: Mapa paleogeológico da região centro-sul do continente sul-americano no Neorordoviciano, notar a formação da proto-cordilheira Andina do evento compressivo. Fonte: Assine (1996).

Milani & Ramos (1998) também afirmaram que o embasamento da Bacia do Paraná possui um arranjo geométrico dominante de direção nordeste (Figura 24). A partir de interpretações de dados de anomalias gravimétricas, magnetométricas e dados de sísmica de reflexão os autores identificaram estruturas de orientação persistente para NE-SW, as quais configuram as calhas na região central da bacia que alojam seu registro paleozóico mais inferior, concordantes à opinião de Assine (1996) de uma tectônica compressiva no Ordoviciano relacionada a Orogenia Oclóyca. Porém, para esses autores (Milani & Ramos, 1998), a acomodação dos esforços da colisão do Terreno Precordilheira contra o Gondwana teria induzido a

subsidiência a partir de reativações de zonas de fraquezas com movimentos transtensivos segundo a orientação nordeste-sudoeste, conforme proposição de Tankard *et al.* (1995). Os depocentros iniciais constituem grabens correspondentes ao *rift* central, proposto por trabalhos internos na Petrobras (Marques *et al.*, 1993, *apud* Milani & Ramos, 1998), orientados segundo o arcabouço brasileiro impresso no embasamento. Milani & Ramos (1998) argumentam, ainda, que a associação da sedimentação ordoviciana-siluriana com o magmatismo intraplaca, que gerou o basalto Três Lagoas, seria a resposta do regime de reativação transtensivo das discontinuidades do embasamento.

Trabalhos de detalhe comprovam a forte influência do arcabouço compreendido pelas estruturas NE-SW na porção noroeste da Bacia do Paraná. Curto *et al.* (2014) ao analisarem dados magnéticos, associaram os contatos geológicos e estruturas em diferentes profundidades a uma interpretação estrutural para o Lineamento Transbrasiliano. Os dados de anomalias magnéticas reduzidas ao polo geralmente refletem propriedades crustais. A partir deste conceito os autores dividiram a porção noroeste da Bacia do Paraná em quatro domínios separados por três discontinuidades de orientação nordeste (Figura 28). Os autores estimaram a profundidade média das fontes magnéticas, considerando uma seção sedimentar no topo e um embasamento magnético, e também identificaram corpos magnéticos rasos interpretados como intrusões e rochas vulcânicas nos diferentes domínios. A modelagem 2D interpretada por Curto *et al.* (2014) indica dois diferentes embasamentos para a Bacia do Paraná nesta região: Arco Magmático de Goiás e a Faixa Paraguai, separados pelo lineamento Serra Negra (Figura 29).

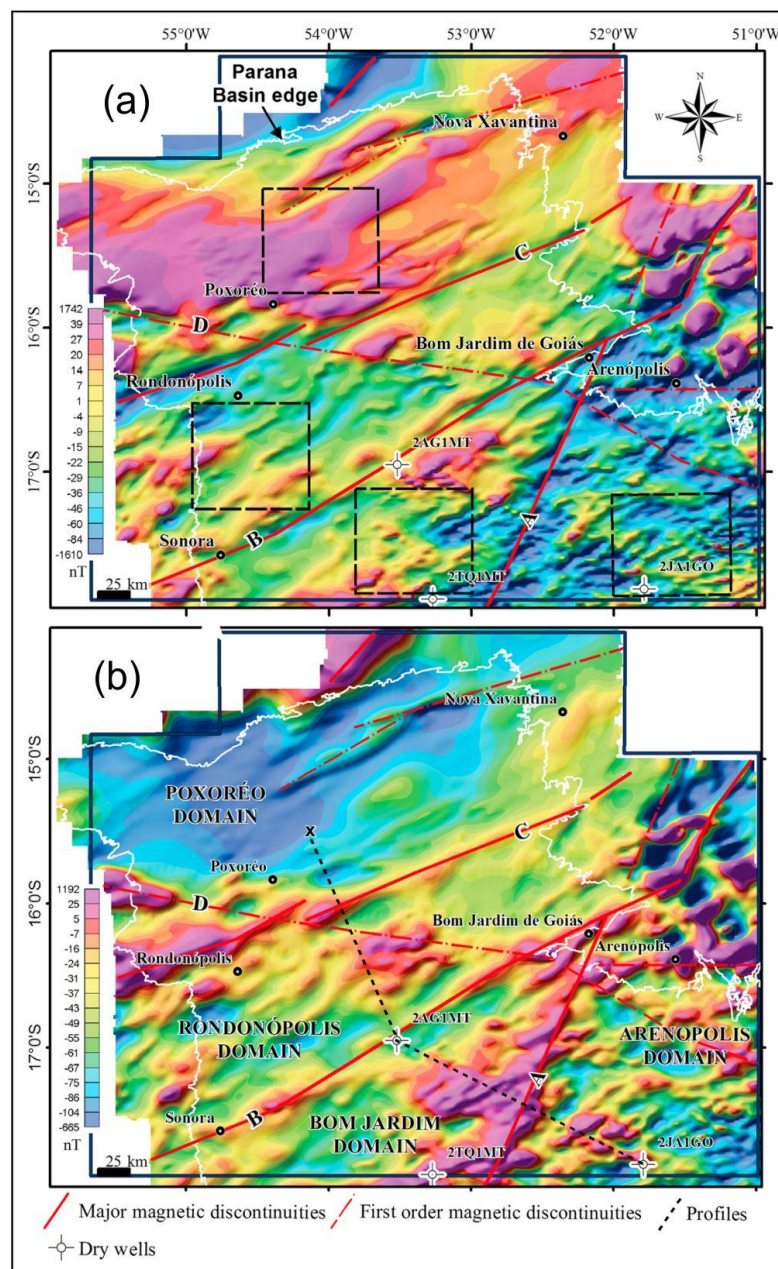


Figura 28: Mapas magnéticos do noroeste da Bacia do Paraná, domínios magnéticos separados por quatro lineamentos: Serra Negra (A), Baliza (B), General Carneiro (C) e São Vicente (D). (a) mapa do campo magnético anômalo com quadrados que representam áreas para análise espectral; (b) mapa do campo magnético anômalo reduzidos ao polo com linha preta que indica o perfil da modelagem magnética 2D. Fonte: Curto *et al.* (2014).

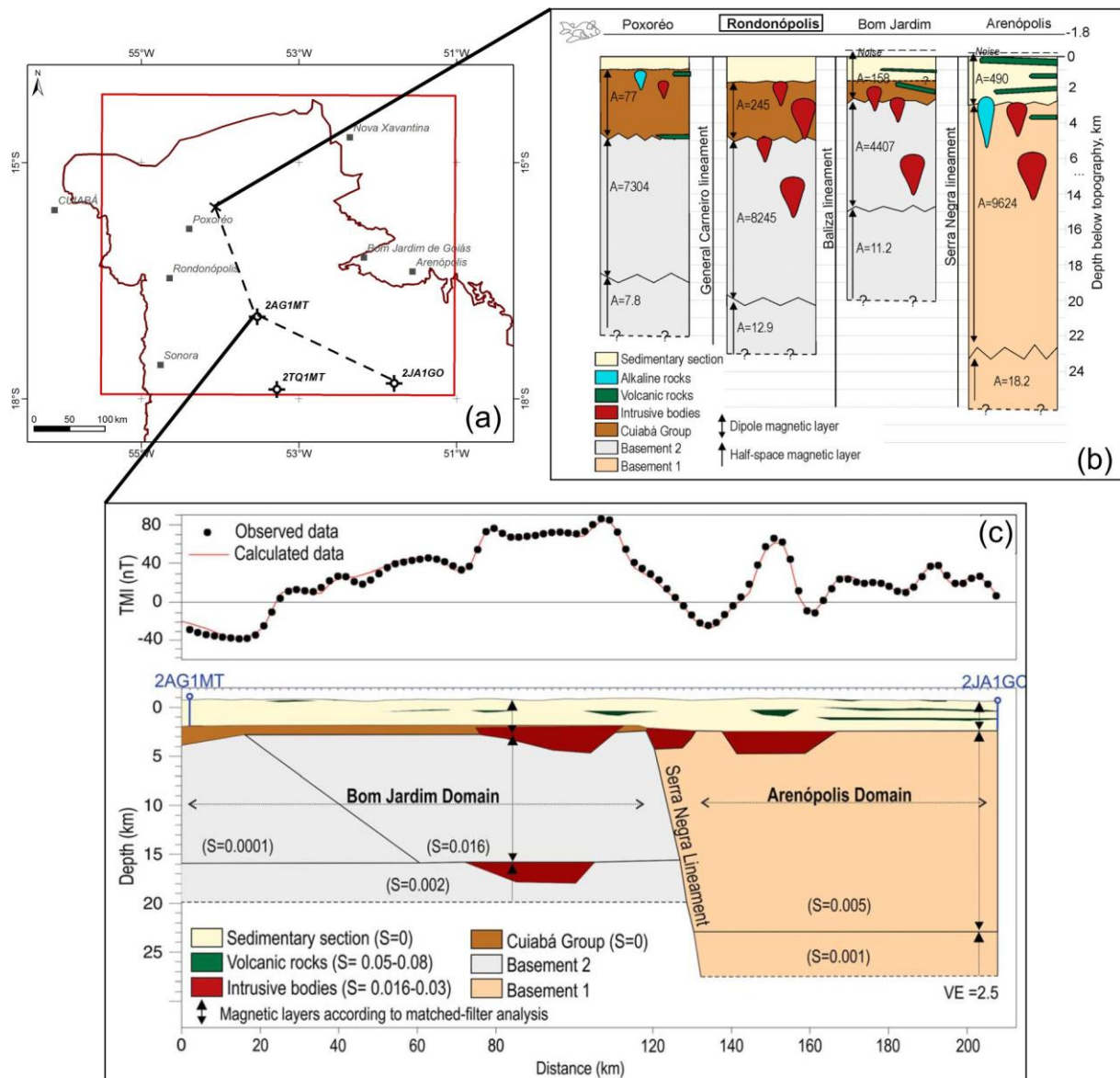


Figura 29: Perfis magnéticos no noroeste da Bacia do Paraná. (a) localização da área e dos perfis; (b) esquema ilustrativo dos principais domínios e respectivas profundidades; (c) modelagem 2D das anomalias magnéticas, entre os poços 2AG1MT e 2JA1GO. Modificado de Curto *et al.* (2014).

6.3. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná compreende uma área de 1.400.000 km² e além do Brasil ela abrange parte dos países Paraguai, Argentina e Uruguai. A bacia é constituída por uma sucessão sedimentar-magmática com idade entre o Neo-Ordoviciano e Neocretáceo, com espessura total de aproximadamente 7 mil metros (Figura 30). A forma atual com eixo maior à N-S reflete fenômenos pós-paleozóicos do continente, que modificaram áreas do contexto deposicional original (Figura 10). Existem evidências de um limite original ao longo do flanco noroeste, região com rochas

bastante arenosas quando comparadas ao registro sedimentar geral da bacia. A sua origem, ainda não explicada, conta com modelos de diferentes autores e conceitos, alguns deles relacionados com um arcabouço profundo - uma calha central - ao longo do eixo NE-SW de idade pré-devoniana (Milani & Ramos, 1998).

A história da Bacia do Paraná contou com a ativação de orogenias na margem do Gondwana (Ramos *et al.*, 1986), devido a convergência com a placa oceânica do Panthalassa durante o Paleozóico e Mesozóico, e posteriormente quebra do continente. Milani (1997) com estudos de subsidência relacionados aos eventos orogenéticos que ocorreram na borda do paleocontinente apontou ciclos de criação de espaço na bacia, e posteriormente Milani *et al.* (2007) propuseram uma revisão para a coluna estratigráfica da bacia (Figura 30). Os intervalos rochosos que compõem o registro estratigráfico da Bacia do Paraná, segundo estes autores, são divididos em seis supersequências separadas entre si por superfícies de discordâncias: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Associado ao preenchimento sedimentar da bacia ocorre o magmatismo básico com registro vulcânico da Formação Serra Geral de idade cretácea (Milani *et al.*, 2007).

A transição entre o paleorelevo brasileiro e a sequência de cobertura cratônica é marcada por depósitos molássicos pós-orogênicos (Almeida *et al.* 1981). No início do Paleozóico, as reativações de antigas estruturas de orientação nordeste associadas aos depósitos continentais clásticos imaturos (460 - 510 Ma) caracterizam os depósitos cambriano-ordovicianos formados nas faixas Ribeira e Dom Feliciano (ex. Bacia de Castro) antes dos primeiros depósitos da Bacia do Paraná (Tunkard *et al.*, 1995), já apresentados na Figura 26.



A unidade molássica descrita por Araújo & Moreton (2008), na região de Piranhas-GO, de idade eo-ordoviciano apresenta sedimentação associada a reativação de estruturas do embasamento e formação de um gráben, relacionada pelos autores a eventos tardi a pós-tectônicos e anteriores ao desenvolvimento da Bacia do Paraná. Posteriormente, Gezat (2011) a partir de estudos de proveniência com U-Pb em zircões detríticos nas formações Piranhas e Vila Maria, na região da cidade de Piranhas (GO), sugeriu a formação de uma bacia intermontana de natureza molássica em 600 Ma, onde o início da sedimentação da Formação Piranhas foi predominantemente a partir de rochas da sequência metavulcanossedimentar do Arco Magmático de Goiás (600-700 Ma). Com a geração de espaço de acomodação foram depositados os sedimentos da Formação Vila Maria no Neo-ordoviciano. Os dados de Gezat (2011) indicam fontes para esta unidade semelhantes a da Formação Piranhas (600-700 Ma, do Arco Magmático de Goiás), e uma outra fonte de idade mais antiga (750-900 Ma) relacionada a possível erosão da raiz do Arco Magmático de Goiás e provenientes de fontes distais em relação ao Orogênio Brasileiro. A autora chama atenção para as idades entre 450 e 550 Ma, que não foram registradas nas amostras, e atesta a não deposição de sedimentos oriundos dos granitóides pós-orogênicos ou isolamento físico dos mesmos em relação a bacia.

Apesar das controvérsias a respeito da origem da Bacia do Paraná apresentadas no capítulo 6.2., admite-se como registro do início da deposição da bacia o basalto Três Lagoas, datado pelo método Ar/Ar e indicando idade de 443 ± 10 Ma (York, 2003, *apud* Milani, 2004), e interpretado como pertencente a sequência Rio Ivaí (Milani & Ramos, 1998). As reativações de antigas estruturas do embasamento de orientação nordeste (Figura 25) ocorreram sob esforço compressional devido a Orogenia Oclóyca no Neo-Ordoviciano (Ramos *et al.*, 1986), causou abertura de espaço para deposição da Supersequência Rio Ivaí (Milani *et al.*, 1994; França *et al.*, 1995; Milani & Ramos, 1998).

A sequência de rochas do ordoviciano-siluriano com registro de diamictitos na Bacia do Paraná, estudada e denominada por diversos autores (Maack, 1947; Faria, 1982; Zalán *et al.*, 1987; Milani *et al.*, 1995), correspondem a mesma seção de rochas para Assine *et al.* (1994) denominada de Grupo Rio Ivaí e para Milani *et al.* (2007) chamada de Supersequência Rio Ivaí, compreendida pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. As rochas da Supersequência Rio Ivaí encontram-se em

discordância sobre rochas magmáticas e/ou metamórficas do embasamento (Assine *et al.*, 1994 e Assine *et al.*, 1998). Estes autores ao correlacionarem perfis de poços e informações de afloramentos, observaram que ocorre o acunhamento desta sequência para leste, na porção noroeste da bacia (Figura 31).

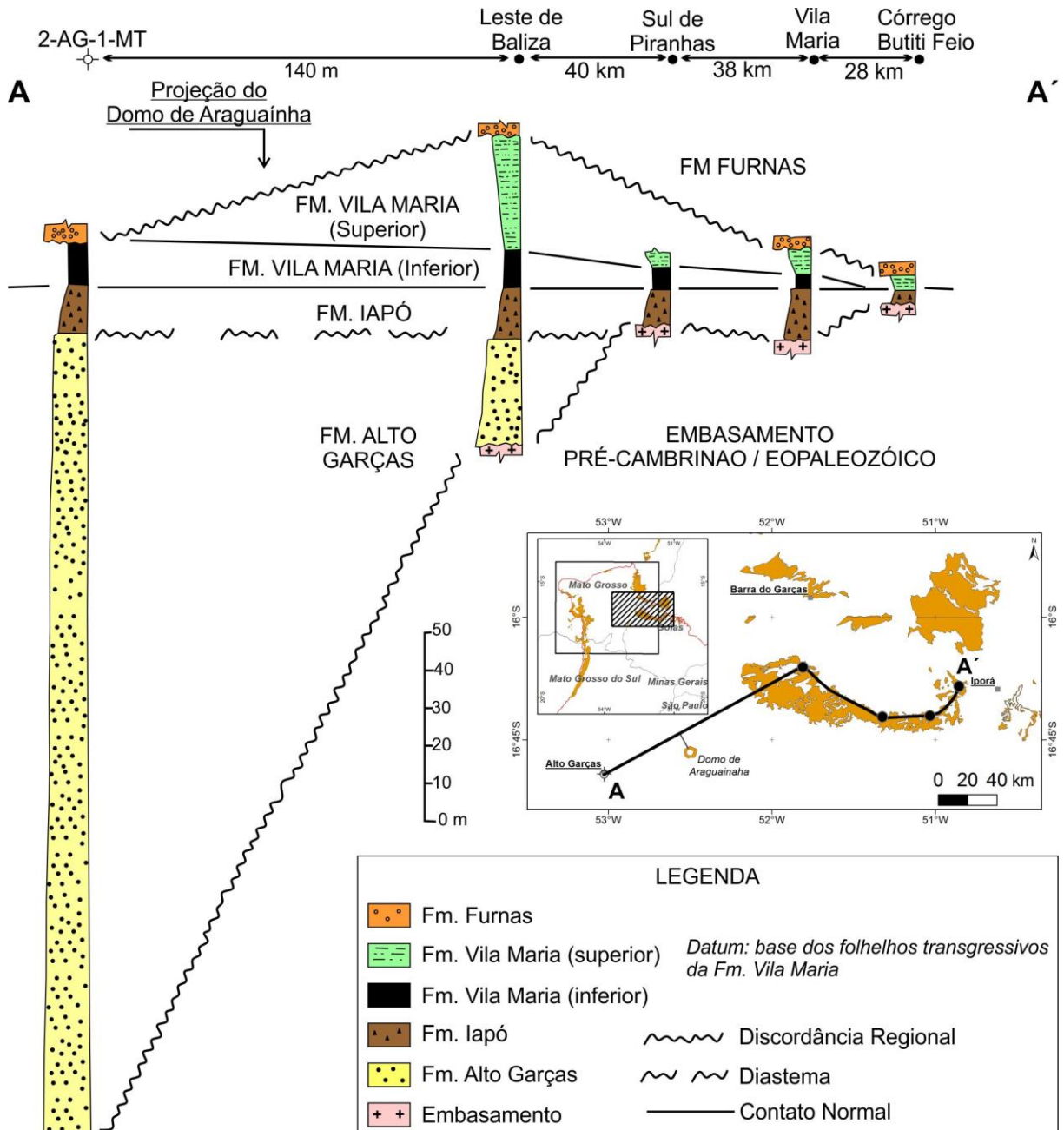


Figura 31: Seção estratigráfica mostrando o acunhamento da seção ordoviciano-siluriana para leste, porção noroeste da Bacia do Paraná. Fonte: Assine (1996).

A Formação Alto Garças, compreendida como a seção basal da sequência ordoviciano-siluriana da bacia, depositou-se diretamente sobre rochas pré-cambrianas, intrusivas do ciclo brasileiro e molassas cambrianas-ordovicianas que constituem o embasamento (Assine *et al.*, 1994). Os autores indicam uma origem

fluvial para os conglomerados e arenitos conglomeráticos basais da unidade, e para os arenitos com estratificações com truncamento por onda, indicações de condições marinhas litorâneas. A correlação desta formação com o Grupo Caacupé levou Assine *et al.* (1994) a admitirem idade ordoviciano superior para a Formação Alto Garças.

A glaciação neo-ordoviciano está representada pelos diamictitos da Formação Iapó, identificada em contato abrupto com a Formação Alto Garças e muitas vezes com o próprio embasamento, e considerados como depósitos glaciais continentais (Assine *et al.*, 1994). As fácies arenosas e conglomeráticas com fluidização e deformação penecontemporânea da seção norte/leste foram interpretadas como leques de *outwash* de um contexto proximal (Assine, 1996). Já na seção tipo, no estado de Santa Catarina, a unidade é composta por diamictitos avermelhados com clastos polimíticos de dimensões variadas e apresentam evidências de abrasão glacial que permitiram serem interpretados como depósitos subglaciais (Assine & Soares, 1993). Cobrindo os diamictitos em *onlap* estão presentes os folhelhos, siltitos fossilíferos e arenitos finos da Formação Vila Maria (Farias & Reis Neto, 1978; Popp, 1981; Faria, 1982), os esporos de plantas, fitoplânctons e quitinozoários contidos nos folhelhos posicionaram a unidade no Eo-siluriano (Grahm, 1992). A seção arenosa do topo apresenta estratificações cruzadas e laminações truncadas por onda e moldes de conchas que permitiram Assine *et al.* (1994) indicarem um ambiente deposicional marinho raso, que corrobora a interpretação de Faria (1982) de exposição periódica, sob ação de maré devido as gretas de contração que ocorrem neste intervalo.

A distribuição das rochas desta sequência ocorre ao longo de depocentros alongados segundo a direção nordeste, relacionada a Orogenia Oclóyca no Ordoviciano (França *et al.*, 1995) (Figura 32), com sentido geral das paleocorrentes para noroeste e espessamento para oeste na porção norte da bacia (Figura 31) sugerindo uma geometria original dos estratos (Assine *et al.*, 1994). A sucessão de fácies indica um ciclo transgressivo-regressivo iniciado pela Formação Alto Garças com máxima inundação registrada pelos folhelhos da Formação Vila Maria, com ocorrência de um episódio glacial no final do Ordoviciano causando uma regressão no meio do ciclo (Formação Iapó), segundo Assine *et al.* (1994) e Assine *et al.* (1998).

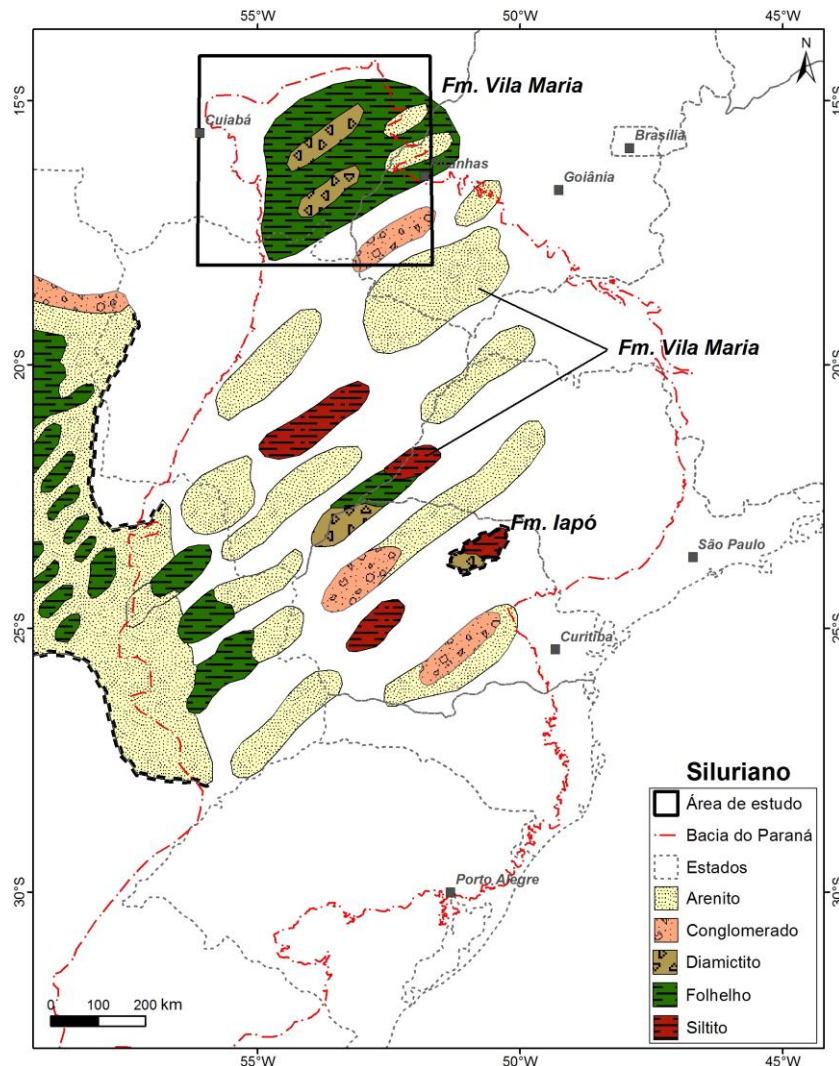


Figura 32: Mapa paleogeológico do Siluriano representado pelas formações Vila Maria e Iapó na área de estudo. Fonte: França *et al.* (1995).

Após o recuo das geleiras e posterior queda acentuada do nível do mar, teria sido originado uma discordância siluriano-devoniana sem qualquer relação com orogenias pré-andinas (Assine, 1996). A falta de seções pelíticas da Formação Vila Maria observadas em perfis de poços, associadas a sugestão de exposição subaérea da superfície deposicional desta mesma unidade, além de relações de campo sugerem esta discordância (pré-Furnas) no Neo-siluriano, que separa a sequência ordoviciano-siluriana da Formação Furnas (Assine *et al.*, 1994).

No Devoniano inicia a deposição da Supersequência Paraná (Milani *et al.*, 2007), constituída pelas formações Furnas e Ponta-Grossa descritas por diversos autores (Derby, 1878; Oliveira, 1912; Maack, 1947; Bigarella *et al.*, 1966; Lange & Petri, 1976). Assine *et al.* (1994) nomearam de Sequência Paraná e descreveram contatos basais discordantes sobre rochas de diferentes idades (pré-cambrianas/eopaleozóicas a ordoviciano-silurianas). Os autores apontam para um período de

progressiva elevação do nível do mar, e relacionam o espaço gerado para acomodação da Formação Furnas, com a elevação do nível de base sem evidência de tectonismo sinsedimentar, e indicam pouca variação de espessura com uma distribuição homogênea desta unidade ao longo da bacia (Figura 33).

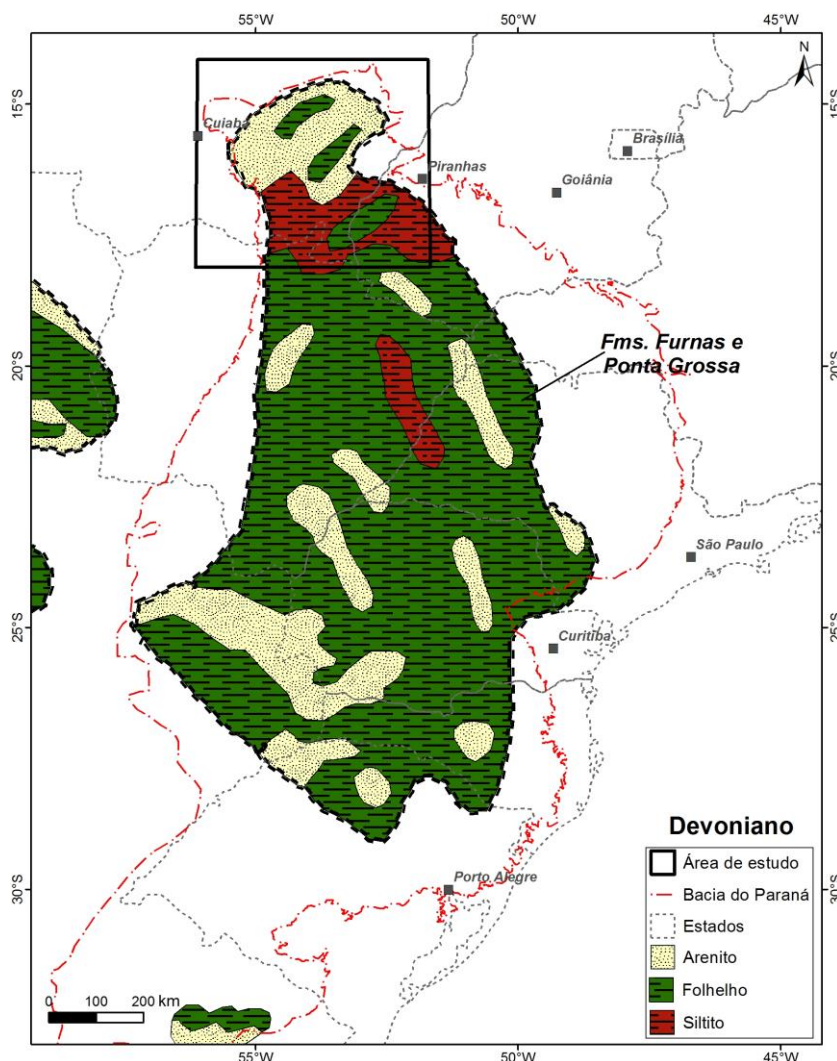


Figura 33: Mapa paleogeológico do Devoniano representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa na área de estudo. Fonte: França *et al.* (1995).

As rochas da Formação Furnas descritas por Assine (1996) nas faixas aflorantes e nos perfis de poços da bacia foram caracterizadas e subdivididas em três associações faciológicas denominadas de unidades I, II e III (da base para o topo). Segundo o autor, a unidade inferior (I) é arenosa-conglomerática, localmente com clastos do folhelho Vila Maria, depositada em sistema deltaico de rios entrelaçados. A unidade II apresenta rochas arenosas com intercalações de siltitos e argilitos com presença de icnofósseis (repouso e deslocamento de trilobitas)

azimutal e padrões que variam de unimodais a polimodais, mas com um transporte evidente para oeste (Figura 35).

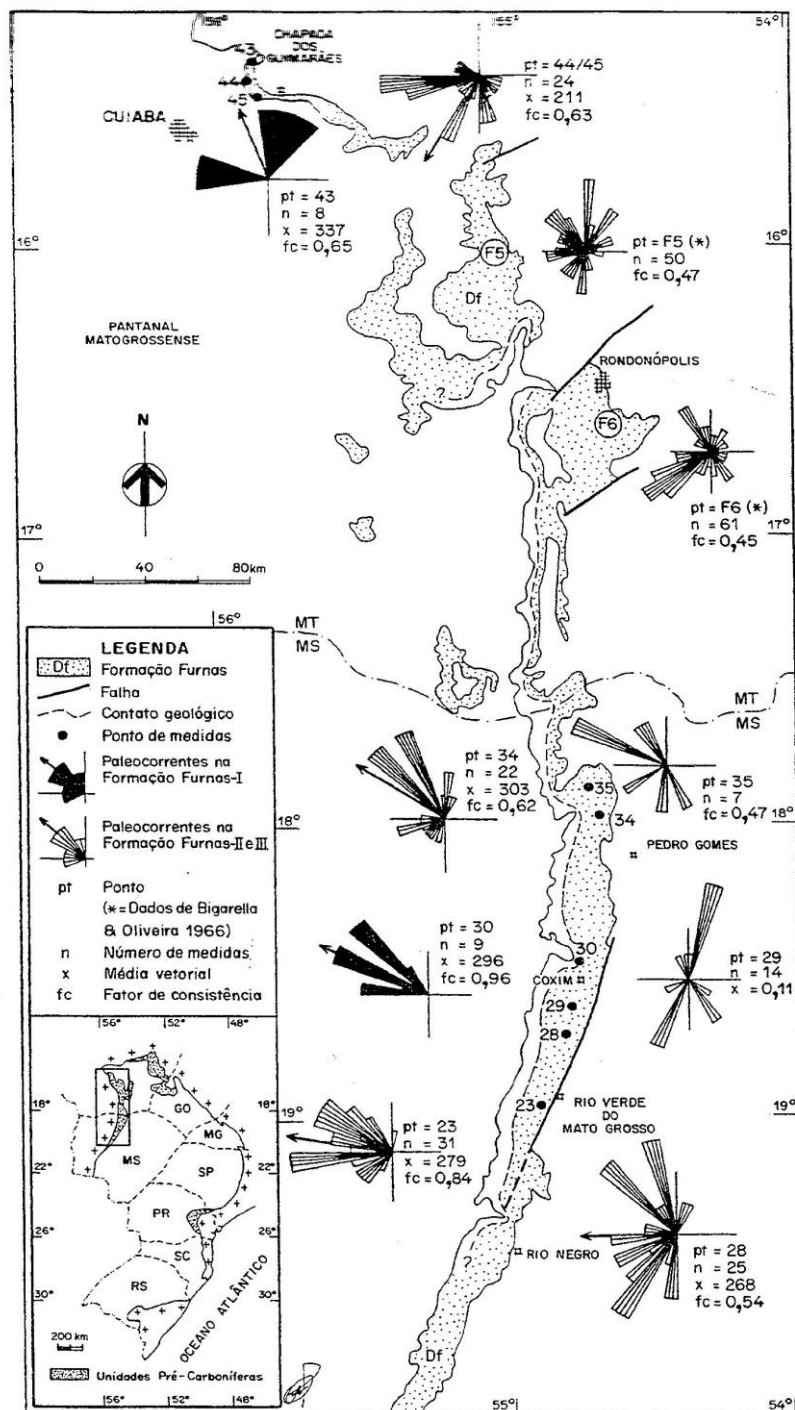


Figura 35: Paleocorrentes na Formação Furnas nos afloramentos da porção oeste da Bacia do Paraná e área de estudo. Fonte: Assine (1996).

O contato entre as Formações Furnas e Ponta Grossa é gradual, intervalo este chamado de camadas de transição (Petri, 1948), observado por Assine *et al.* (1994) nos afloramentos do estado do Paraná e grande maioria dos poços analisados por eles. Este intervalo é caracterizado pelas mudanças para o topo dos

arenitos com granulometria cada vez mais fina e aumento no teor da argila. A sequência devoniana representa um ciclo transgressivo-regressivo que, apesar de elevado aporte sedimentar ocorrido durante a deposição da Formação Furnas, não chegou a regressão, com um empilhamento recorrente de fácies, indicando um aumento da influência marinha para o topo culminando nas camadas de transição e então o ápice da transgressão nos folhelhos da Formação Ponta Grossa (Assine *et al.*, 1994).

7. Resultados

7.1. Dados Lito-Estruturais

Os afloramentos descritos nos trabalhos de campo se concentraram em duas áreas principais, bordas leste e oeste da área de estudo. A porção leste se localiza próximo as cidades de Piranhas, Doverlândia e Barra do Garças no limite dos estados de Goiás e Mato Grosso (Figura 36).

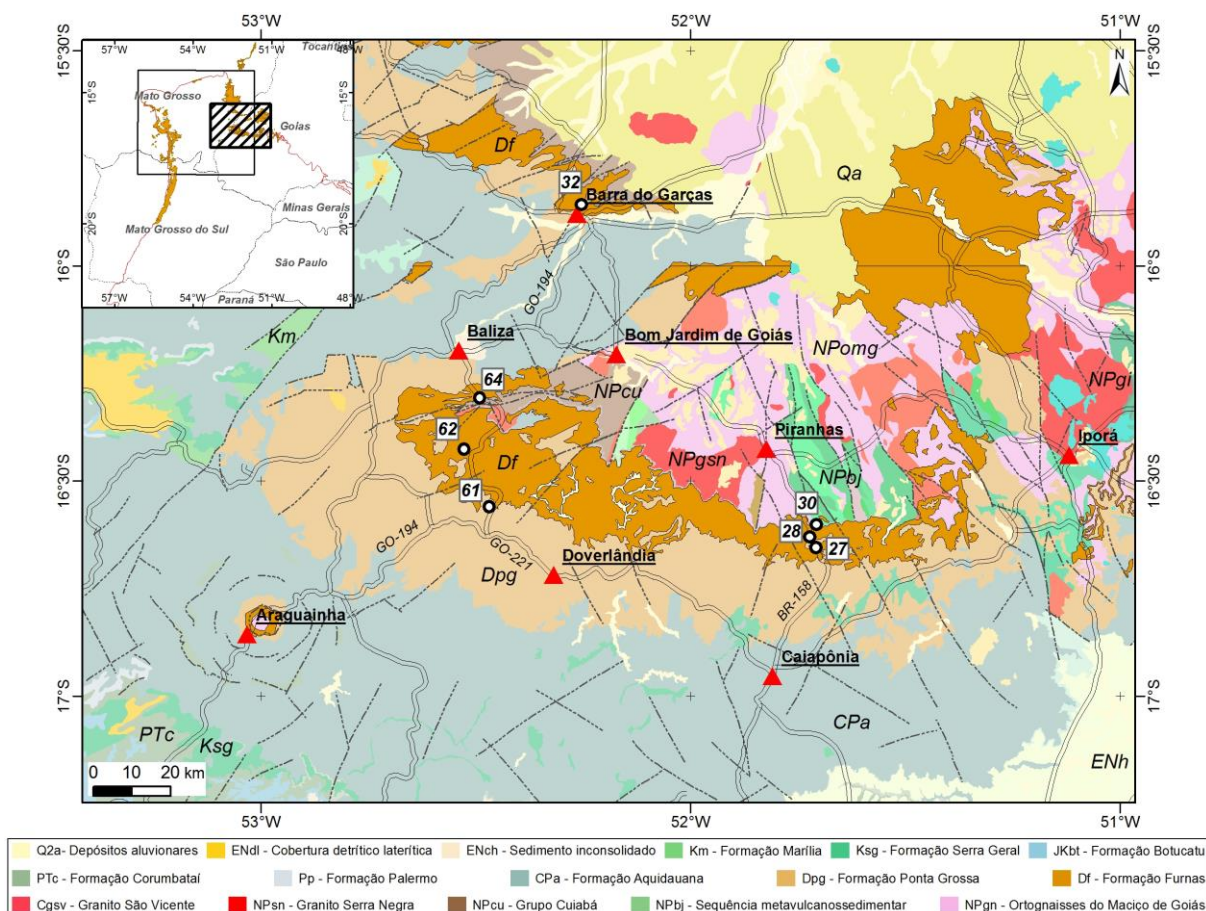


Figura 36: Afloramentos descritos na área de estudo, porção leste.

Na área oeste os afloramentos descritos encontram-se próximos as cidades de Jaciara, Rondonópolis e Pedro Gomes nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Figura 37).

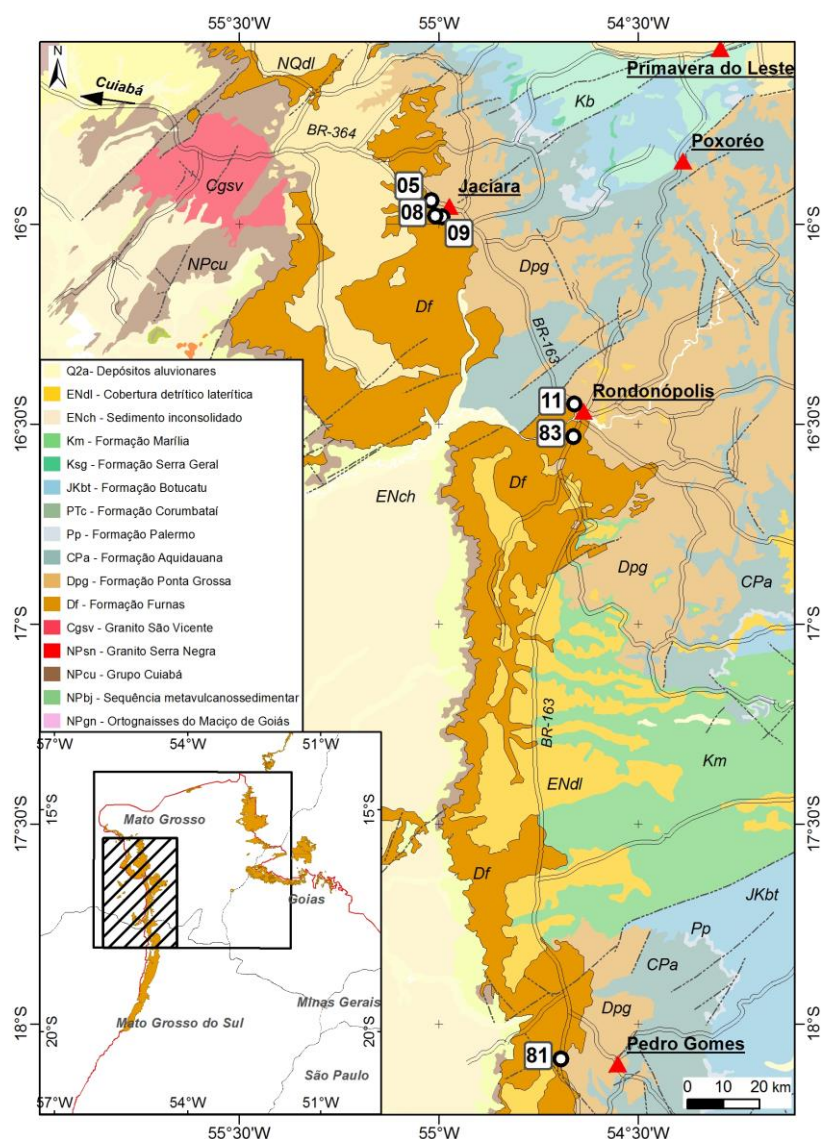


Figura 37: Afloramentos descritos na área de estudo, porção oeste.

7.1.1. Dados Estratigráficos

Os afloramentos da Formação Furnas descritos nas porções leste e oeste da área possuem características estratigráficas que permitem a distinção das unidades I, II e III, segundo a classificação proposta por Assine (1996) ao estudar estas regiões. A sequência basal (unidade I) ocorre principalmente na porção leste (Figura 36), e é representada por arenitos conglomeráticos, mal selecionados mineralogicamente (feldspáticos) com seixos e grãos angulosos a subangulosos de

quartzo com estratificação festonada (Figura 38). Arenitos médios a grossos com espessuras de 0,3 a 1,5 metros, estratificações cruzadas tabulares de médio porte e paleocorrentes para noroeste (Figura 39), apresentam níveis conglomeráticos e limites ondulados das camadas (Figura 40),

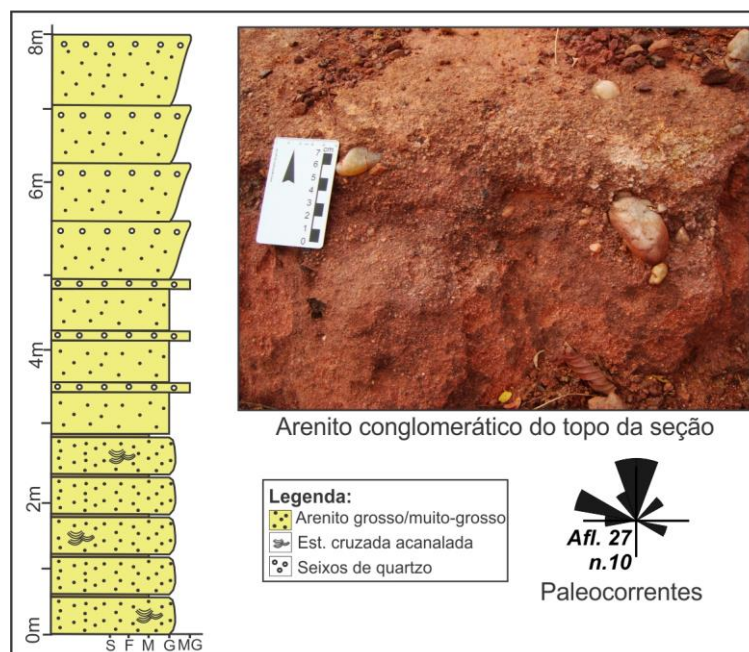


Figura 38: Seção colunar do afloramento 27, Sítio Morro da Mesa, Piranhas-GO. Arenitos conglomeráticos e arenitos grossos (Unidade I – Assine, 1996). Amostra datada com U-Pb em zircão detrítico.

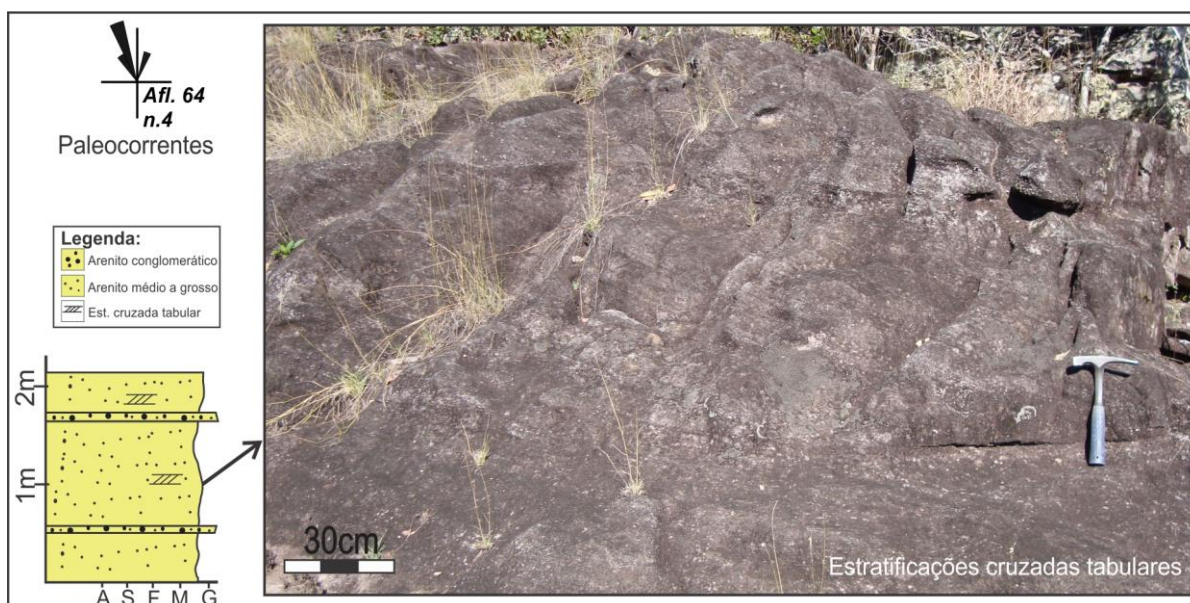


Figura 39: Seção colunar do afloramento 64, corte na estrada GO-194 próximo a Baliza. Arenito médio a grosso com níveis conglomeráticos (Unidade I – Assine, 1996). Datação dos zircões detríticos com U-Pb deste afloramento.

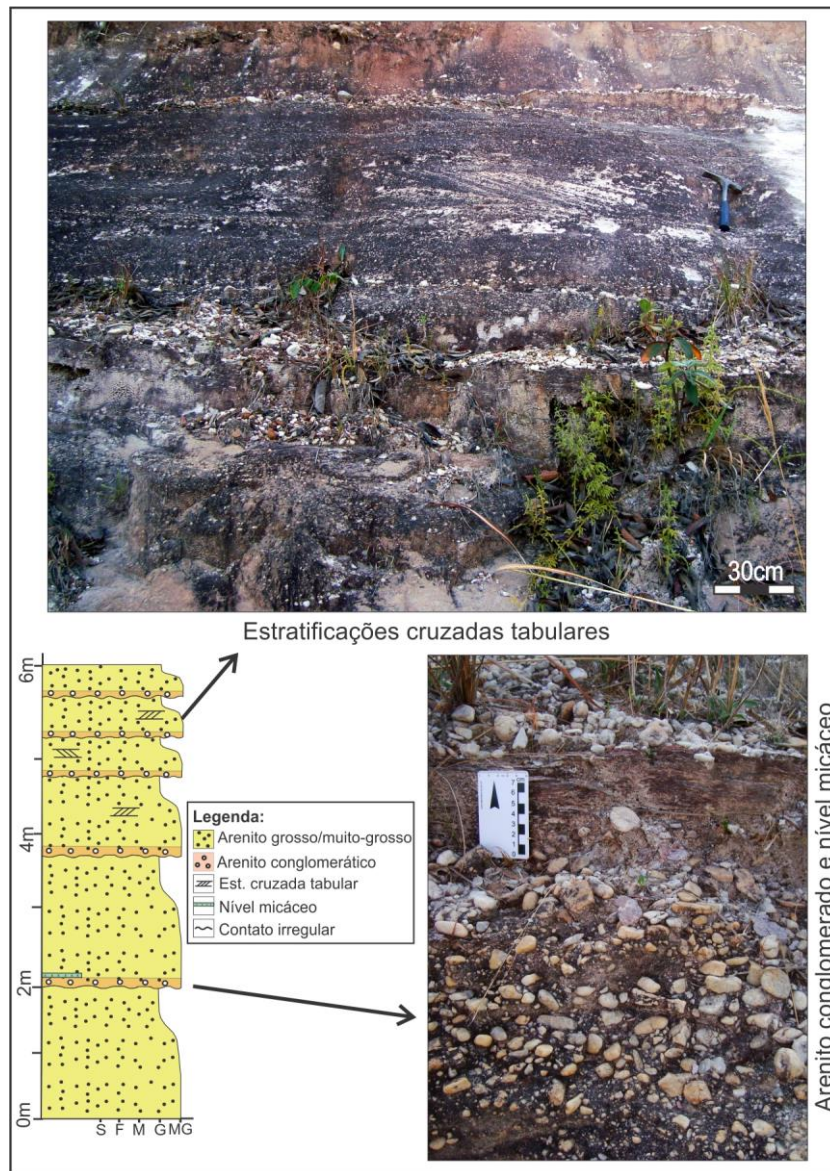


Figura 40: Seção colunar do afloramento 28, BR-158 próximo a Piranhas-GO. Arenitos grossos a muito grossos e conglomerados (Unidade I – Assine, 1996).

A Unidade II (seção média) da Formação Furnas foi identificada apenas na porção leste nos afloramentos em Barra do Garças e na laje do rio Araguaia em Doverlândia (Figura 36). A unidade é constituída por arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados, avermelhados e esbranquiçados, com pouca matriz, grãos arredondados a subangulosos, maturo a moderadamente maturo mineralogicamente. Localmente encontra-se silicificado, apresenta feições sigmoidais (Figura 41), e por vezes com estratificações cruzadas tabulares na base

associado a feições erosivas (escavação). Os arenitos apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo com paleocorrentes variáveis, ora para norte/nordeste, ora para sudoeste (Figura 42), e as feições de escavações indicam sentido geral para oeste.

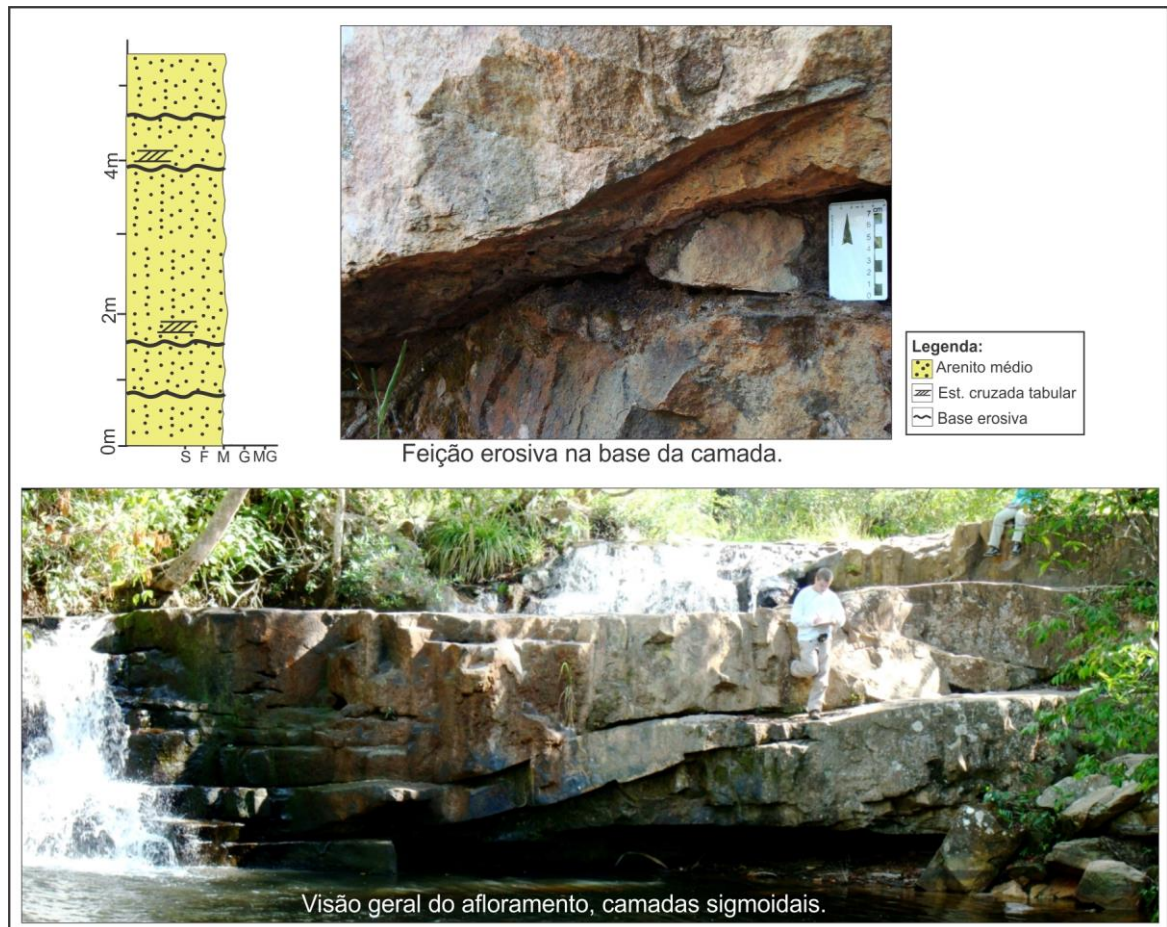


Figura 41: Seção colunar do afloramento 32, Barra do Garças (MT) - Cachoeira no Parque Estadual da Serra Azul. Arenitos médios da Formação Furnas (Unidade II – Assine, 1996). Amostra datada com U-Pb em zircão detrítico.

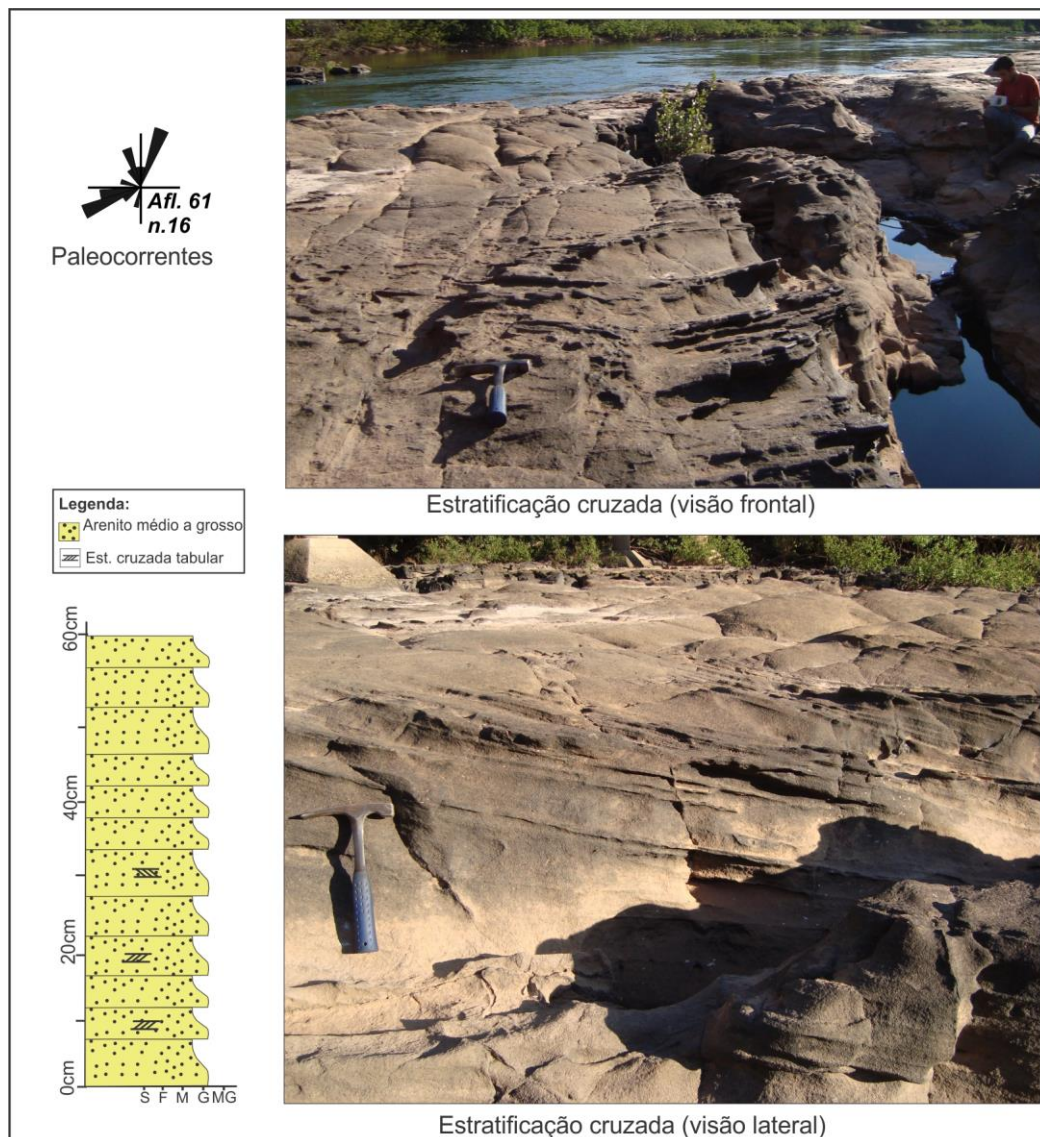


Figura 42: Seção colunar do afloramento 61, laje do Rio Araguaia próximo a cidade de Doverlândia-GO. Arenito médio a grosso com estratificações cruzadas de baixo ângulo (Unidade II – Assine, 1996).

As rochas da sequência superior da Formação Furnas (unidade III) foram descritas na porção oeste da área de estudo, próximo as cidades de Jaciara-MT, Rondonópolis-MT e Pedro Gomes-MS (Figura 37). A unidade é composta principalmente por arenito grosso com estratificações cruzadas tabulares (Figura 43), por vezes estes arenitos encontram-se com matriz siltica e paleocorrentes para oeste (Figura 44). Também ocorrem arenitos médios a grossos com estratificações acanaladas e paleocorrentes predominantemente para sudoeste (Figura 45). Próximo a Rondonópolis a Formação Furnas é representada por arenitos finos a médios, com matriz argilosa e marcas onduladas (Figura 46).

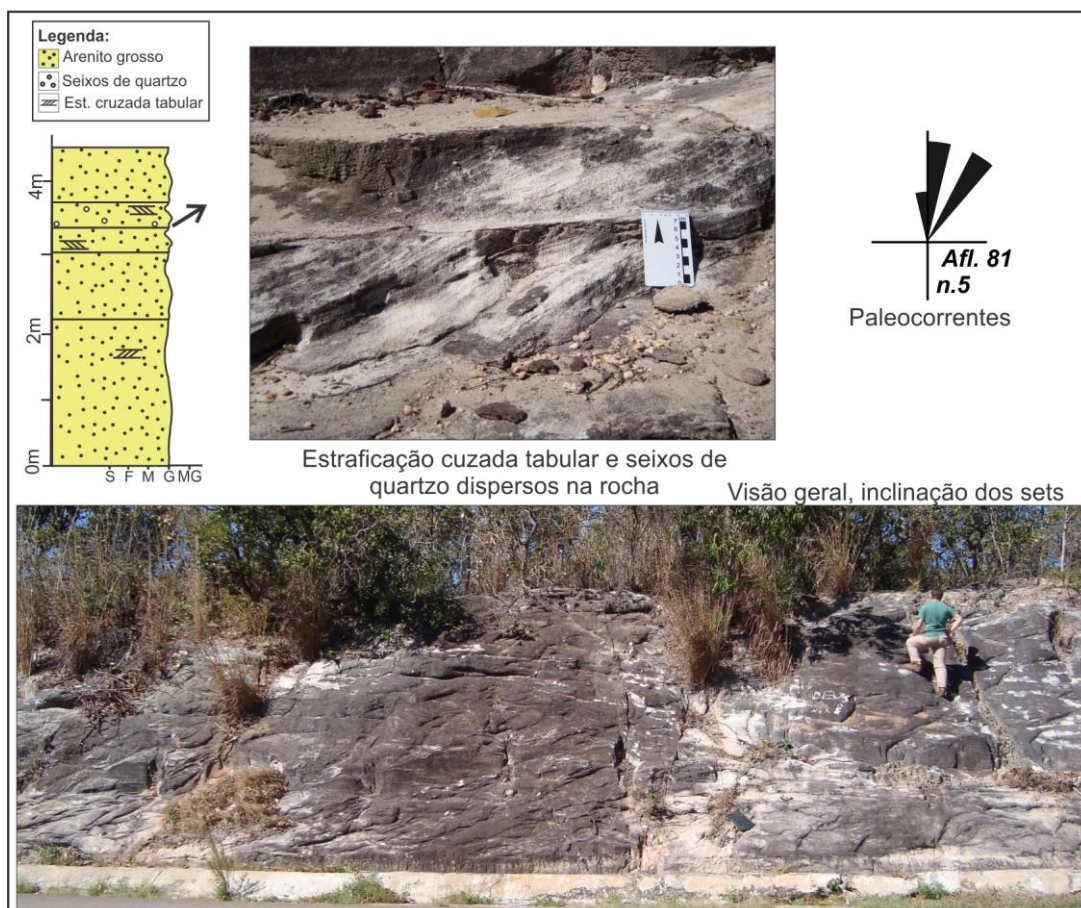


Figura 43: Seção colunar do afloramento 81, corte de estrada próximo a Pedro Gomes-MS. Arenito grosso da Unidade III (Assine, 1996). Amostra datada pelo método U-Pb em zircão detrítico.

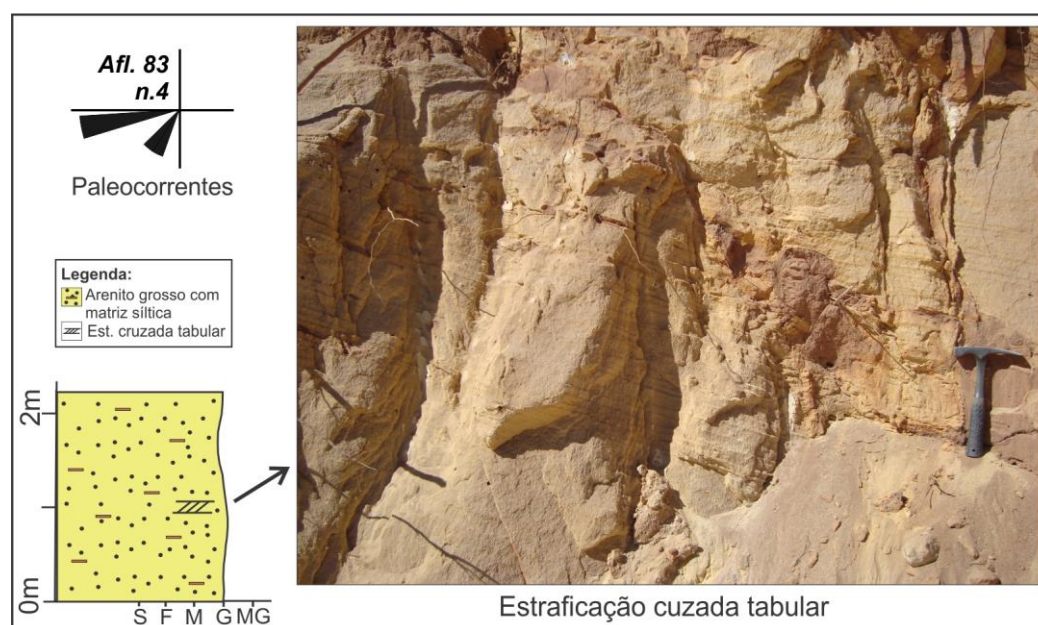


Figura 44: Seção colunar do afloramento 83, corte da estrada BR-163 saída sul de Rondonópolis-MT. Arenito grosso com matriz siltica (Unidade III – Assine, 1996). Amostra datada com U-Pb em zircão.



Figura 45: Seção colunar do afloramento 09, Sítio Nossa Senhora Aparecida próximo a Jaciara-MT. Arenito médio a grosso da Formação Furnas (Unidade III – Assine, 1996).



Figura 46: Seção colunar do afloramento 11, próximo a Rondonópolis-MT. Arenito fino a médio da Unidade III da Formação Furnas (Assine, 1996).

Próximo a Jaciara-MT, porção oeste da área de estudo, encontram-se arenitos finos a grossos intercalados a siltitos e argilitos com estratificações plano-paralelas e onduladas com estratificação acanalada, marcas onduladas e bioturbações (Figura 47). Esta seção parece corresponder às camadas de transição do topo da Formação Furnas para a Formação Ponta Grossa descritas por Assine *et al.* (1994).

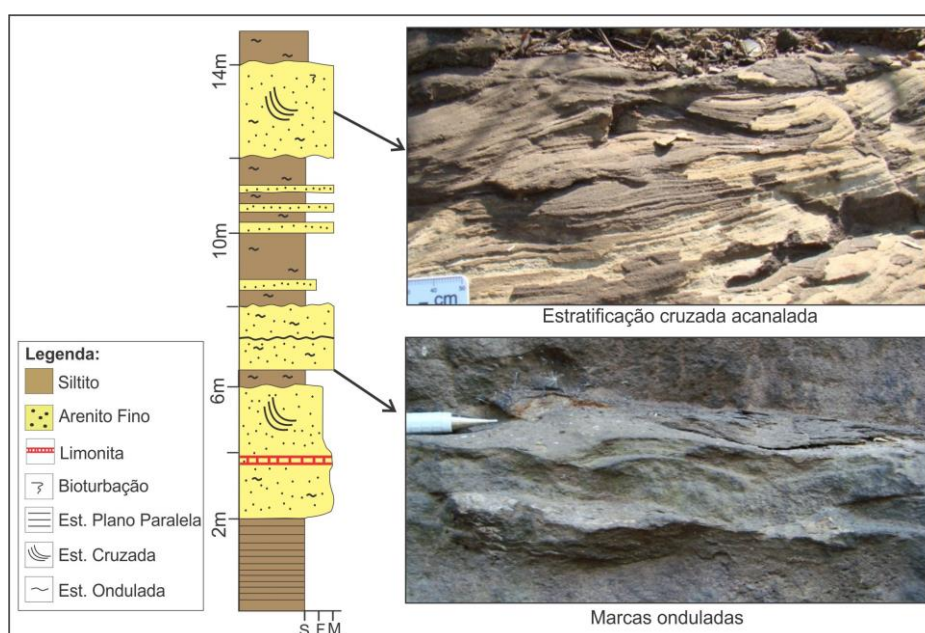


Figura 47: Seção colunar da Formação Furnas (camadas de transição), afloramento 05 próximo a Jaciara-MT.

Acima das camadas de transição ocorrem afloramentos da Formação Ponta Grossa, próximo a Jaciara-MT. Os mesmos foram descritos para melhor compreensão do arcabouço estratigráfico/estrutural da Formação Furnas. O topo da seção do afloramento 5 evidencia o progressivo afogamento da bacia (Assine *et al.* 1994). Acima desta porção pelítica, voltam a ocorrer arenitos finos a médios, moderados a bem selecionados, com estratificações cruzadas de médio porte, invertendo a tendência de granodecrescência ascendente, agora para granocrescência (Figura 48), e que podem representar a ingressão de corpos arenosos associados aos eventos de progradação deltaica do Membro Tibagi (Formação Ponta Grossa).



Figura 48: Seção colunar do afloramento 08 (Formação Ponta Grossa) com fotos da estratificação cruzada tabular e marcas onduladas. Balneário Thermas Cachoeira da Fumaça, Jaciara-MT.

Os dados de paleocorrentes obtidos nos afloramentos descritos não são estatisticamente significantes, porém indicam padrões semelhantes aos descritos por Assine (1996) (Figura 34 e Figura 35). Para a porção leste as paleocorrentes nas seções basal e média (unidades I e II) apresentam fluxo para noroeste. Nos afloramentos da porção oeste, os dados da sequência superior (Unidade III), são mais dispersos e evidenciam fluxo para oeste e sudoeste (Figura 49).

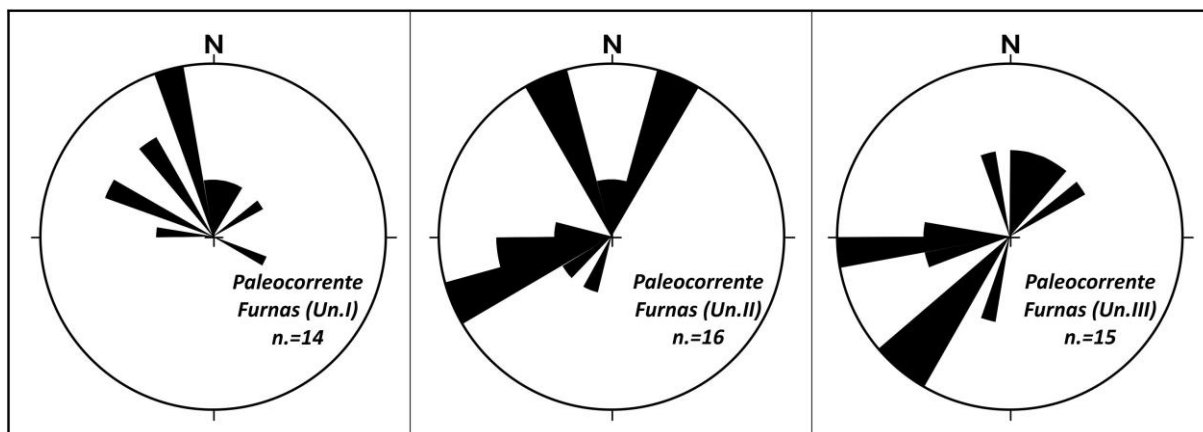


Figura 49: Paleocorrentes obtidas nos afloramentos descritos neste trabalho, diagramas agrupados por unidades. Unidade I (afloramentos 27 e 64), Unidade II (afloramento 61) e Unidade III (afloramentos 09, 81 e 83).

7.1.2. Dados Estruturais

As fraturas encontradas na Formação Furnas são normalmente retilíneas e penetrativas, por vezes é possível observar geometria entre os planos que sugerem sentido de movimentação, como fraturas escalonadas e sistema *Riedel*. A orientação oeste-noroeste é bastante frequente, como por exemplo nas redondezas de Jaciara-MT (Figura 50), onde a geometria de fraturas escalonadas sugerem movimento sinistral. Próximo a Palestina de Goiás-GO, fraturas de mesma direção NW, condicionam quebras no relevo (Figura 51).

Estruturas segundo a direção oeste/noroeste também foram observadas próximo a Pedro Gomes-MT, no extremo sudoeste da área. O afloramento de arenitos da Formação Furnas está cortado por zonas de falhas com espaçamento de 3 a 4 metros, segundo a direção principal leste-oeste e secundariamente com direção noroeste (Figura 52)

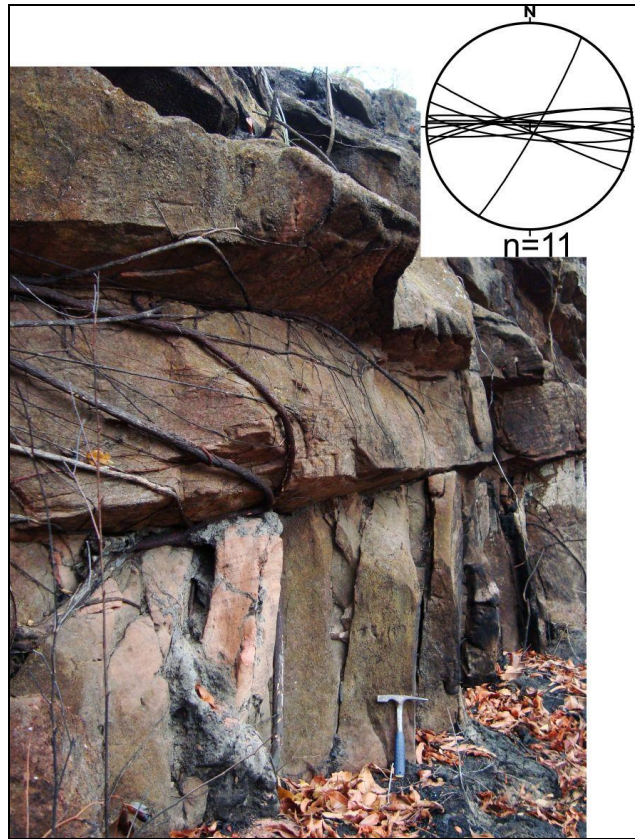


Figura 50: Fraturas nos arenitos da Formação Furnas. Arranjo geométrico entra as fraturas sugerem um movimento sinistral. Afloramento 09, Jaciara-MT.



Figura 51: Fraturas de orientação noroeste causam quebras no terreno. Afloramento 27, Palestina de Goiás-GO.

Nas imediações do Cristo, em Barra do Garças, bandas de deformação possuem geometria, entre si, que sugerem sistema *Riedel* de direção principal leste-

oeste e movimento sinistral (Figura 53). No mesmo afloramento ocorrem fraturas em arranjo conjugados, compatíveis a um mesmo campo principal de tensão que as bandas de deformação (Sigma 1, aproximadamente N30E).



Figura 52: afloramento de arenito da Formação Furnas, próximo a Pedro Gomes-MT (afloramento 81), zonas de falha de direção noroeste.

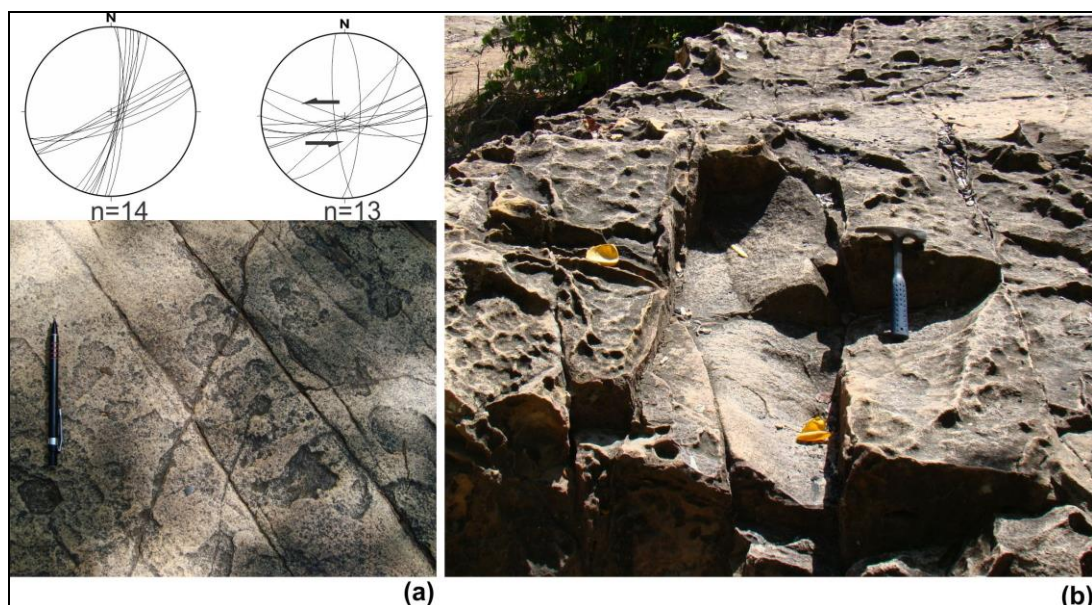


Figura 53: Afloramento com fraturas em arranjo conjugado e bandas de deformação em padrão *Riedel*, Afloramento 32 próximo ao morro do Cristo, Barra do Garças-GO.

7.1.3. Sensoriamento Remoto e Integração dos Dados

O reconhecimento de estruturas relacionadas ao Lineamento Transbrasiliiano, observadas nas seções das formações Furnas e Ponta Grossa na região de Jaciara-MT, permitiram evidenciar a tectônica ativa pós-devoniano na região. No mapa geológico da CPRM (2004) observam-se estruturas tectônicas que caracterizam um arcabouço estrutural marcado principalmente por falhas de direção NE-SW (Figura 54).

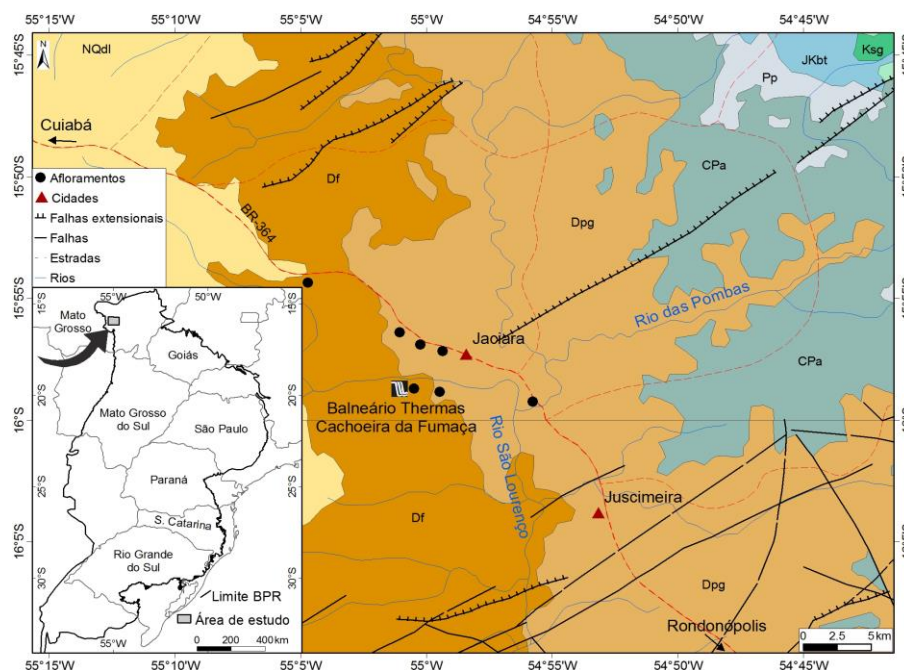


Figura 54: Localização da área do entorno de Jaciara-MT e afloramentos descritos. Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo com principais estruturas - CPRM 2004. Notar falha de direção NE-SW próxima a cidade de Jaciara.

Foram interpretados lineamentos, para a região de Jaciara-MT, nas imagens de sensores remotos do levantamento SRTM, analisadas com iluminações 0°, 45°, 90° e 315° e inclinação de 45°, e cenas Landsat 7 ETM+. Os lineamentos foram traçados nas escalas 1:300.000 e 1:80.000 nas imagens SRTM e Landsat, respectivamente. A análise dos lineamentos indica uma predominância de estruturas na direção N50-60E, observada nas imagens de radar, e estruturas secundárias nas direções N45W, E-W e pouco representativa na direção N-S (Figura 55). Os lineamentos traçados nas imagens Landsat apresentam concentração principal na direção N70-80E e mais dispersa na direção NW (Figura 56).

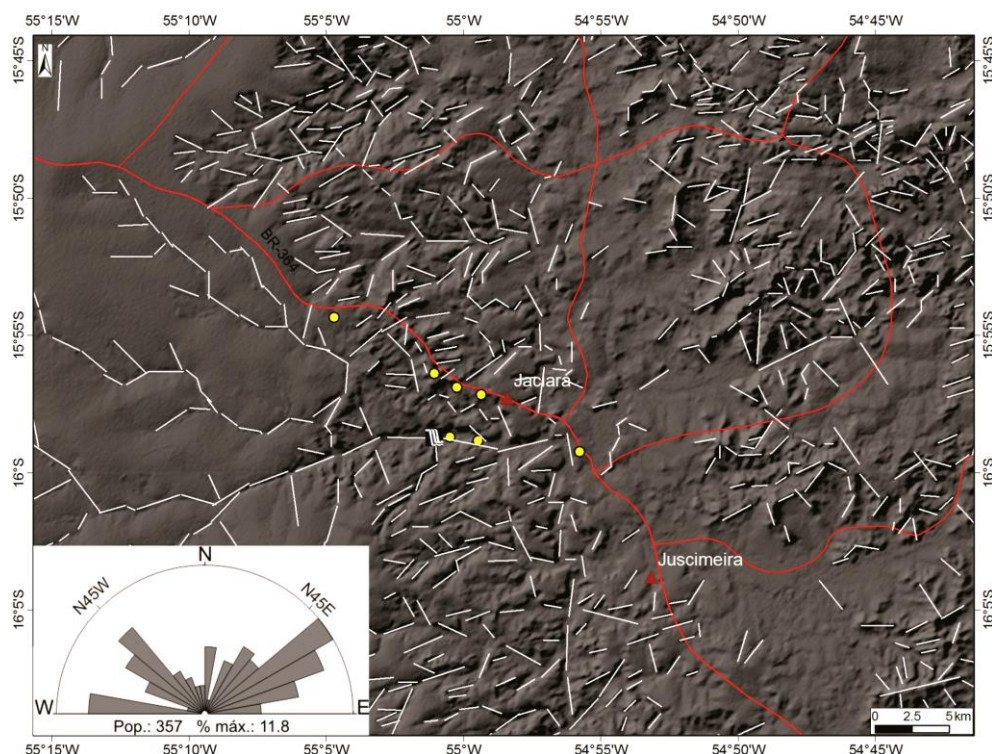


Figura 55: Imagem SRTM com os lineamentos interpretados e diagrama de frequência das principais direções. Iluminação 315° e inclinação 45°.

As estruturas tectônicas observadas na Formação Ponta Grossa são principalmente zonas de falhas de direção principal N60E, com planos de juntas anastomosados, penetrativos e contínuos com arranjo geométrico que sugere padrão de *Riedel* e cinemática sinistral (Figura 57c). Fraturas preenchidas por material argiloso em planos retilíneos, contínuos, espaçadas de 5 a 30 cm, com arranjo geométrico conjugado apresentam direções N45E e N85W (Figura 57d). O outro sistema de fraturas escalonadas, menos penetrativo, com espaçamento de 5 a 20 cm, planos retilíneos e contínuos, indicando cinemática sinistral na direção principal E-W, foi observado na Formação Furnas (Figura 50). Estas estruturas são constituintes da falha de direção NE-SW próximo a cidade de Jaciara-MT, definida como Falha de Jaciara (Figura 54).

A análise dos dados de campo e da geometria dos lineamentos nas imagens de sensores remotos, principalmente do arranjo em *Riedel* das fraturas e zonas de falhas principais, com direção em torno de N60E, permitiram definir a principal direção do esforço na direção N-S. O arcabouço estrutural da região assemelha-se a estruturas já descritas em outras regiões da Bacia do Paraná (Falhas do Perimbó e da Lancinha, Domo de Quatiguá - Rostirolla *et al.*, 2003) cujas origens relacionam-se a tectônica convergente de idade permiana, período em que as tensões principais

ocorreram na direção NNE-SSW relacionado ao choque do terreno da Patagônia na amalgamação do Gondwana, conhecida como Orogenia Sanrafaélica (Rostirolla *et al.* 2000). A Falha de Jaciara juntamente com a Falha de Poxoréu, a leste, compõem um arranjo tectônico de direção N60E (Figura 58), que correspondem ao reflexo desta tectônica permiana para o norte da Bacia do Paraná, com progressiva atenuação da deformação neste sentido.

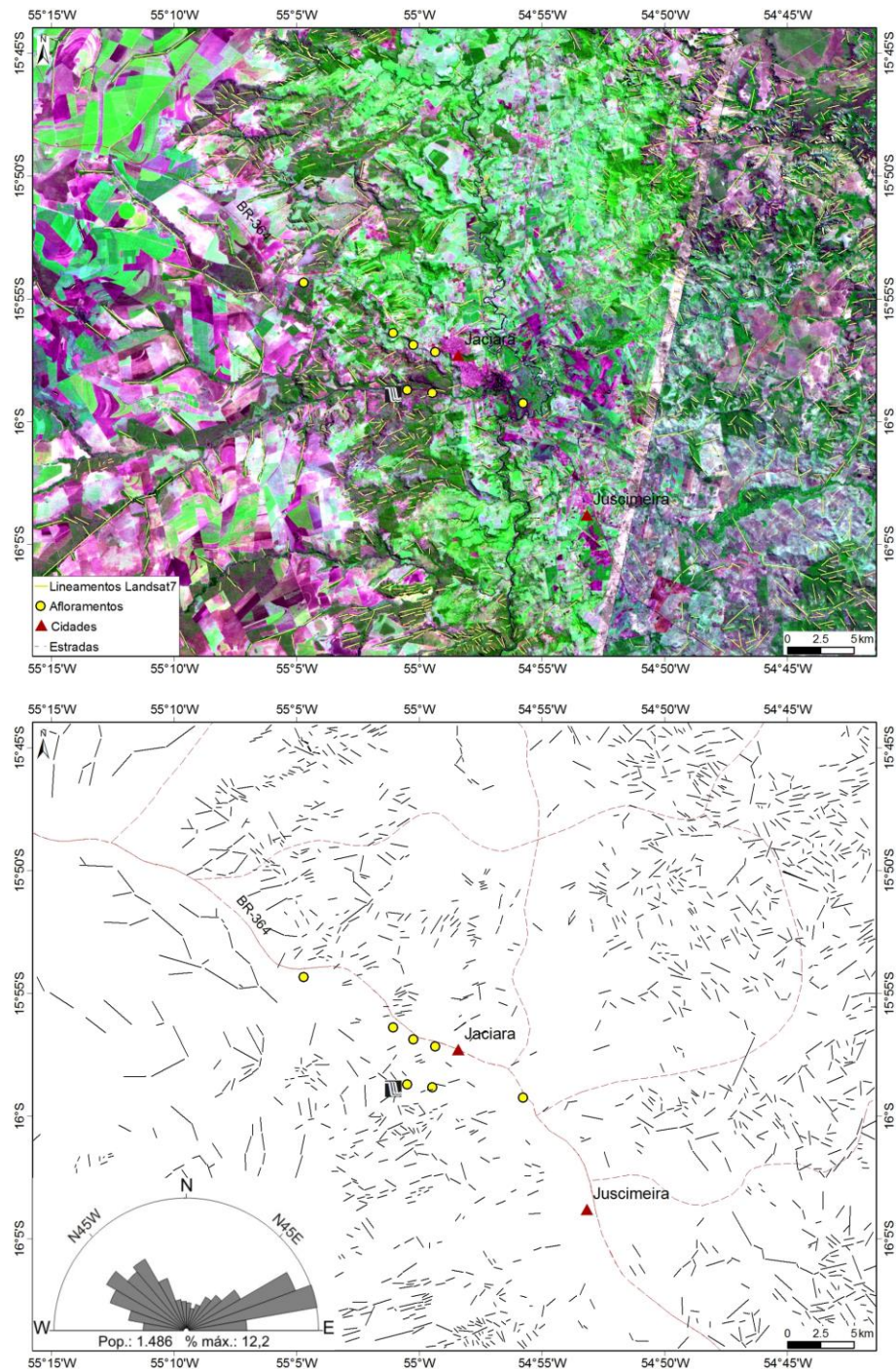


Figura 56: Imagem de Cena Landsat e lineamentos interpretados com diagrama de frequências das principais direções.



Figura 57: a) Falhas de direção principal N60-70E e cinemática sinistral (tensor máximo a N-S). b) Fraturas com arranjo conjugado. c) zona de falha em arenito com arranjo geométrico que sugere movimento sinistral do diagrama (a). d) fraturas conjugadas do diagrama (c).

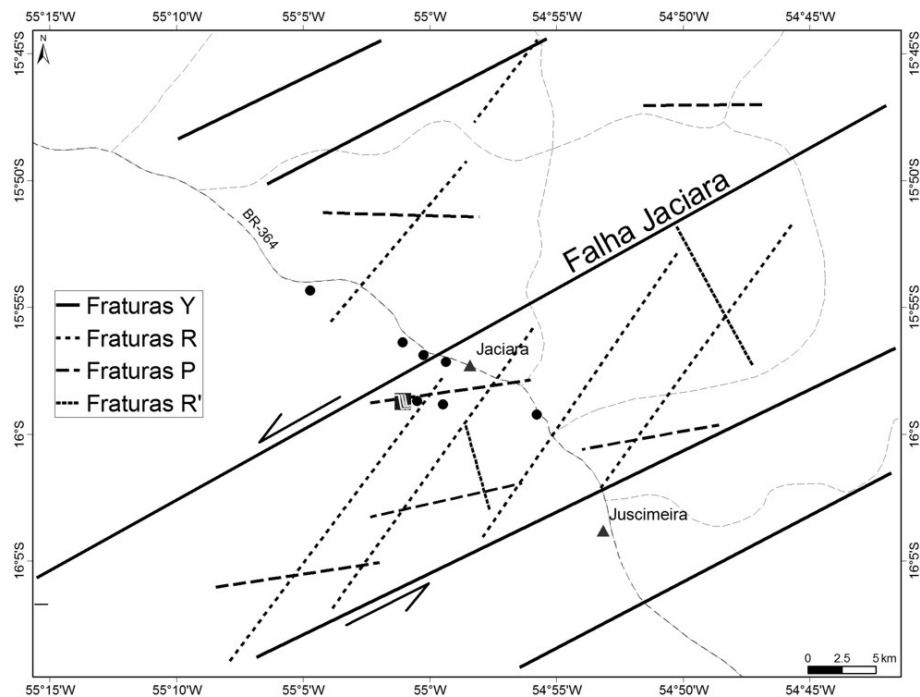


Figura 58: Interpretação de lineamentos com base em imagens orbitais adaptadas ao modelo de *Riedel* interpretado a partir das estruturas de campo.

As estruturas de direção NE-SW que ocorrem na região de Jaciara-MT, provavelmente estão relacionadas ao Lineamento Transbrasiliiano, devido a orientação semelhante com estruturas brasileiras que condicionam o embasamento da região. Tais estruturas teriam sido reativadas no Permiano, estruturando as rochas devonianas da Bacia do Paraná.

7.2. Análise Geofísica

Os dados do campo magnético anômalo do Brasil foram importados para o software Oasis Montaj™, a partir dos quais foi recortada a área de interesse. Os métodos de realce das anomalias magnéticas (Ferreira *et al.*, 2013), foram aplicadas no campo magnético anômalo. Os mapas resultantes foram utilizados para interpretações das anomalias com intuito de caracterizar as estruturas do embasamento aflorante e não-aflorante da área. A continuação ascendente a 5000 metros foi feita para atenuação das fontes mais rasas ou ruídos (Figura 59). A partir do mapa do campo anômalo continuado a 5000 metros, foram aplicados os métodos de realce (amplitude do sinal analítico, gradiente horizontal total, inclinação do sinal analítico, gradiente horizontal total da inclinação analítico e a derivada vertical) observados na Figura 60. Para a caracterização do arcabouço estrutural geofísico foram interpretados principalmente os mapas de campo magnético anômalo, onde melhor se observam os domínios, e o mapa da inclinação do sinal analítico, que melhor representa as feições lineares, independente da profundidade da fonte (Ferreira *et al.*, 2013).

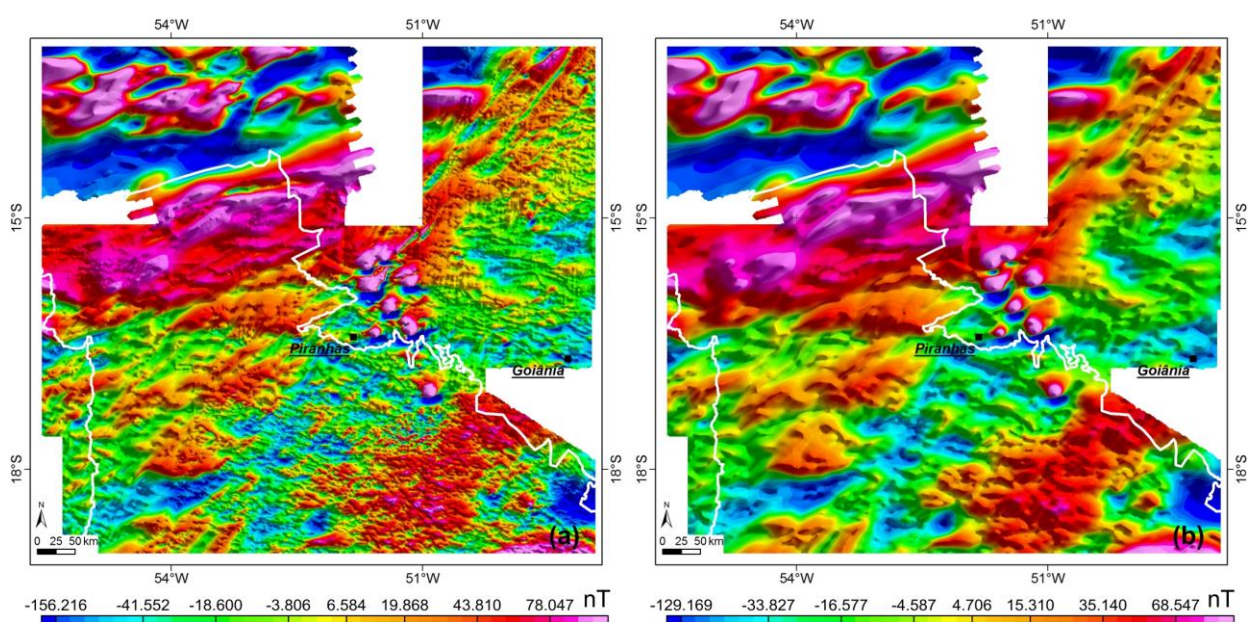


Figura 59: Comparação entre os mapas do campo magnético anômalo (a) e com aplicação da continuação ascendente a 5000m (b).

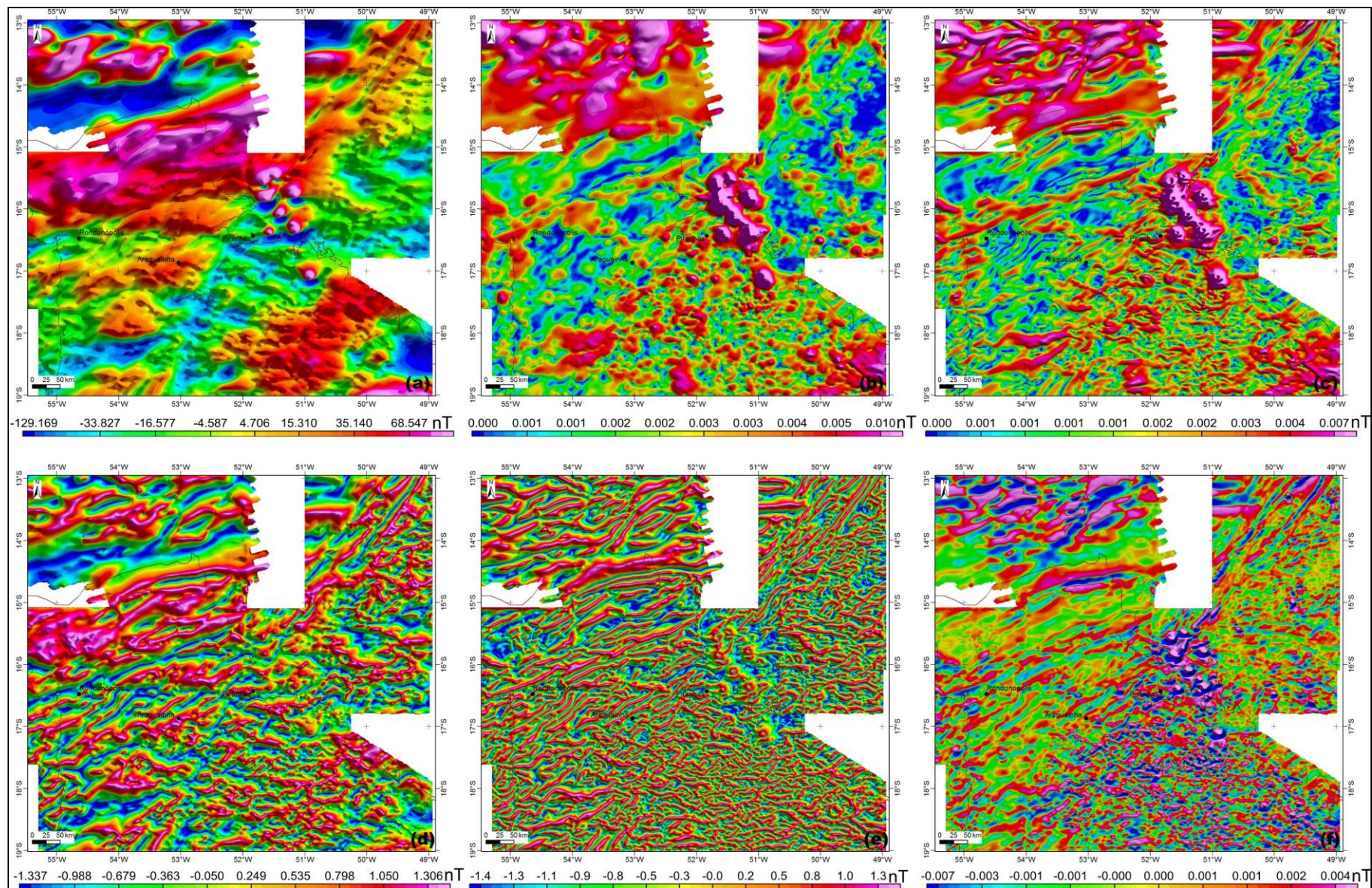


Figura 60: (a) Mapa do campo magnético anômalo continuado a 5000 m (b) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), (c) Gradiente Horizontal Total (GHT), (d) Inclinação do Sinal Analítico (ISA), (e) Gradiente Horizontal da Inclinação do Sinal Analítico (GHT-ISA), (f) Derivada Vertical (GZ).

As rochas ígneas apresentam maior susceptibilidade magnética quando comparadas com rochas sedimentares, e a profundidade de um determinado corpo de rocha é fator importante na interpretação de anomalias magnéticas. Considerando estes fatores, foram analisadas as principais unidades geológicas do embasamento bem como as rochas ígneas que ocorrem intrudidas nos sedimentos da bacia e no próprio embasamento da área de estudo. A resposta das rochas ao sinal magnético permitiram a definição de domínios e lineamentos cujas anomalias magnéticas estão relacionadas com estruturas e unidades geológicas já definidas.

As principais unidades geológicas que ocorrem no embasamento da área, representadas no mapa da Figura 11, são as rochas ígneas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992) e metassedimentos da Faixa Paraguai, dividida por Cordani *et al.* (1984) em sedimentos supracrustais e rochas mais profundas. Também ocorrem espessos derrames de basaltos e intrusões de gabros nos sedimentos da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral), e intrusões de rochas alcalinas (Alcalinas do Oeste de Goiás) observadas no mapa geológico do Brasil (CPRM, 2004).

Para identificação e correlação destas unidades com anomalias magnéticas foi feita a sobreposição nos mapas do campo magnético anômalo e inclinação do sinal analítico (Figura 61). Os lineamentos foram interpretados nos mesmos mapas de anomalias magnéticas, conforme a Figura 62, para auxiliar na definição do arcabouço estrutural geofísico da área.

As anomalias magnéticas observadas nos mapas foram delimitadas conforme as características de cada domínio, segundo as unidades geológicas da Figura 61 e os lineamentos da Figura 62. Na borda norte da bacia ocorrem as maiores amplitudes dos sinais magnéticos com orientação ENE-WSW (Domínio I), está relacionada aos sedimentos supracrustais da Faixa Paraguai, que aflora nesta região. Alinhado segundo a mesma direção, o Domínio II está separado do I pelo Lineamento 2, e interpretado como as rochas mais profundas da Faixa Paraguai que ocorrem como embasamento da Bacia do Paraná (Figura 62). O Domínio I encontra-se separado, ao norte, pelo Lineamento 5 de um grupo de anomalias que provavelmente são as rochas do Cráton do Amazonas, denominado de Domínio VI.

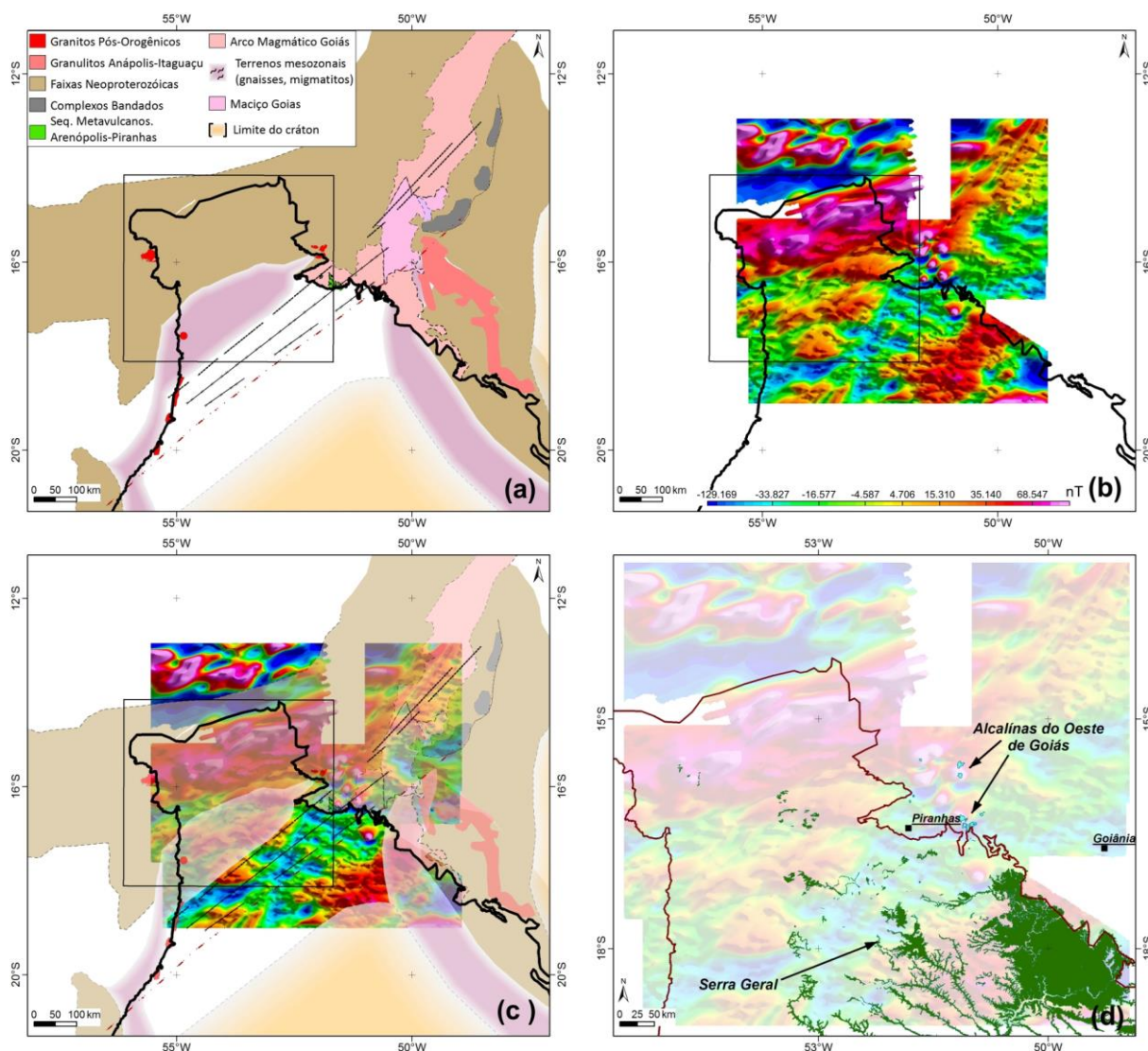


Figura 61: Associação de dados magnéticos com informações geológicas. (a) principais unidades geológicas do embasamento; (b) mapa do campo magnético anômalo; (c) sobreposição das principais unidades geológicas do embasamento ao mapa magnético; (d) sobreposição dos contatos da Formação Serra Geral e rochas Alcalinas do Oeste de Goiás (Cordani *et al.*, 1984 e Mapa Geológico CPRM, 2004).

Na porção nordeste da área, observam-se anomalias magnéticas fortemente orientadas segundo a direção NE-SW, coincidentes com as rochas aflorantes do Arco Magmático de Goiás (Domínio III), apresentam mesma direção principal do Lineamento Trasbrasiliano (Figura 63). O Lineamento numerado de 1, paralelo as rochas do arco na porção nordeste, sofre uma pequena inflexão, porém nota-se a continuidade do mesmo sob a bacia na direção sudoeste.

As anomalias de sinal magnético elevado, observada na parte central no mapa do campo magnético anômalo (Domínio IV), apresentam formas circulares, e a não ocorrência destas anomalias no mapa de inclinação do sinal analítico sugerem sinais de fontes mais rasas, coincidentes com as intrusões das rochas alcalinas do

Oeste de Goiás (Figura 63). O Domínio V delimitado no sudeste da área, identificado como anomalias magnéticas que podem indicar as rochas da Formação Serra Geral.

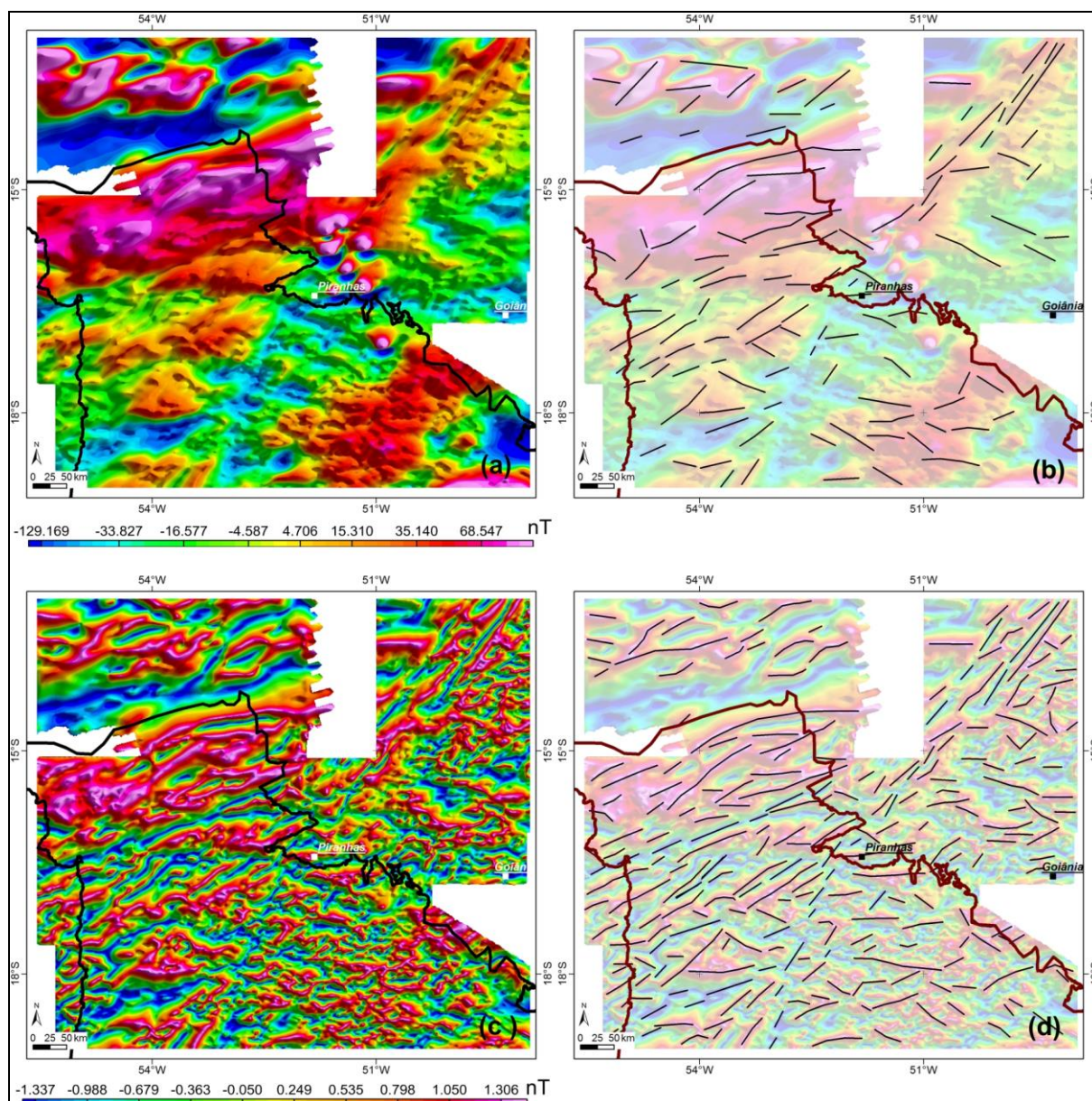


Figura 62: Interpretação dos lineamentos magnéticos. (a) mapa do campo magnético anômalo; (b) lineamentos magnéticos interpretados do campo magnético anômalo; (c) mapa da inclinação do sinal analítico; (d) lineamentos magnéticos interpretados do mapa da inclinação do sinal analítico.

Os cinco domínios identificados nos mapas magnéticos são correlacionáveis com unidades geológicas que ocorrem como embasamento aflorando, ou como rochas intrusivas (básicas e alcalinas) nas rochas da Bacia do Paraná, associados aos lineamentos interpretados constituem o arcabouço geofísico da área (Figura 64).

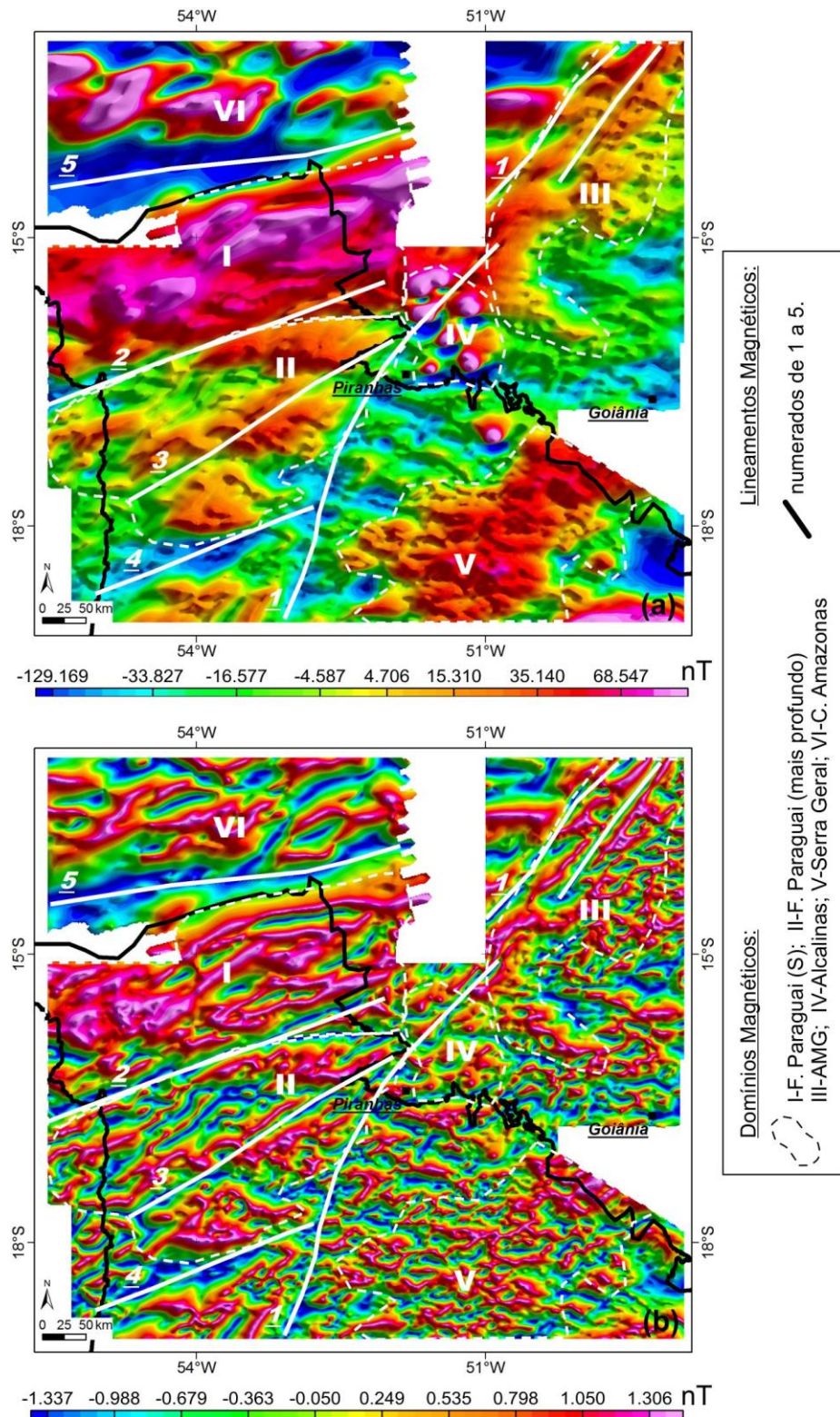


Figura 63: (a) mapa do campo magnético total com interpretação dos domínios e lineamentos magnéticos da área de estudo; (b) mapa da inclinação do sinal analítico com interpretação dos domínios e lineamentos magnéticos da área de estudo. Lineamentos numerados de 1-5 e domínios numerados de I-VI.

O Lineamento 1, coincidente com o Lineamento Transbrasiliano na parte nordeste da área, também ocorre paralelo a orientação geral do Arco Magmático de Goiás, apresenta continuidade na direção sudoeste, em direção a bacia. O mesmo lineamento sugere limitar as rochas da Faixa Paraguai. Já os lineamentos 2, 3 e 4 tem mesma direção dos domínios correlacionados com as rochas da Faixa Paraguai, sendo que o Lineamento 2 separa os sedimentos supracrustais das rochas mais profundas. As feições circulares indicam as diversas intrusões de rochas alcalinas. Na porção sudeste, as rochas da Formação Serra Geral são relacionadas as anomalias desta área.

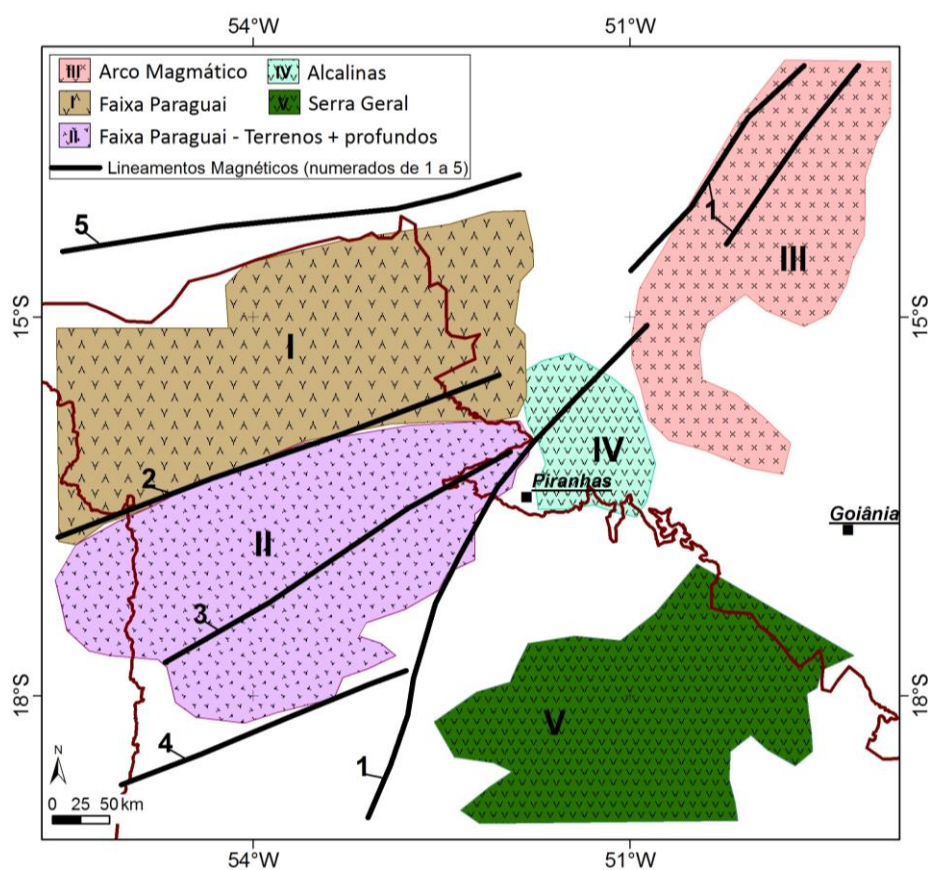


Figura 64: Arcabouço estrutural-geofísico da área de estudo. Faixa Paraguai dividida em rochas supracrustais e mais profundas (I-marrom e II-lilás), Arco Magmático de Goiás (III-rosa), área com intrusões de rochas alcalinas do Oeste de Goiás (IV-azul), rochas básicas da Formação Serra Geral (V-verde). Lineamento 1: limite da Faixa Paraguai a sudeste e orientação do Arco magmático de Goiás a nordeste; Lineamentos 2,3 e 4: estruturação interna da Faixa Paraguai; Lineamento 5: limite norte da Faixa Paraguai, provavelmente com o Craton do Amazonas.

7.3. Datação U-Pb

O estudo de proveniência de zircão detrítico da Formação Furnas contou com a datação dos grãos de zircão, a partir do método U-Pb, com uso do LA-ICP-MS. A preparação das amostras, bem como as análises, foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

O tratamento dos dados, obtidos da análise U-Pb dos grãos de zircão, consistiu na aplicação de correções nos resultados a partir do processo de redução de dados (Buhn *et al.*, 2009), descrito anteriormente no capítulo de métodos.

Os resultados obtidos serão apresentados a seguir nos diagramas Concórdia Pb^{206}/U^{238} versus Pb^{207}/U^{235} e nos histogramas de densidade e frequência das idades da razão Pb^{207}/Pb^{206} . Considerando o amplo range das idades nas amostras, os dados foram dispostos nos histogramas de frequência separados para idades neoproterozóicas e idades mais antigas que 1.000 Ma (mesoproterozóica, paleoproterozóica e arqueana). As tabelas com os dados analíticos são apresentadas no Anexo.

As amostras selecionadas foram coletadas nos afloramentos localizados nas bordas do noroeste da Bacia do Paraná, TB-27, TB-64, TB-32, TB-83 e TB-81, conforme a Tabela 3 e o mapa da Figura 65. As duas primeiras representam a Unidade I da Formação Furnas, seguida da amostra da Unidade II e as duas últimas são da Unidade III de Assine (1996).

Tabela 3: quadro de localização das amostras datadas.

LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS			
Amostra	Fm. Furnas (Unidade)	Coordenadas	Referência
TB-83	III	UTM 21S 749.521 m 8.170.916 m	Afloramento em corte da estrada BR-163, próximo à cidade Rondonópolis (MT)
TB-81	III	UTM 21S 744.086 m 7.998.622 m	Afloramento em corte da estrada BR-163, próximo à cidade Pedro Gomes (MS)
TB-32	II	UTM 22S 365.700 m 8.246.424 m	Afloramento em cachoeira no Parque Azul, próximo à cidade Barra do Garças (MT)
TB-64	I	UTM 22S 340.686 m 8.196.549 m	Corte da estrada MT-100, próximo às cidades de Torixoréu (MT) e Baliza (GO)
TB-27	I	UTM 22S 424.473 m 8.158.606 m	Sítio Morro da Mesa, próximo à cidade Palestina de Goiás (GO)

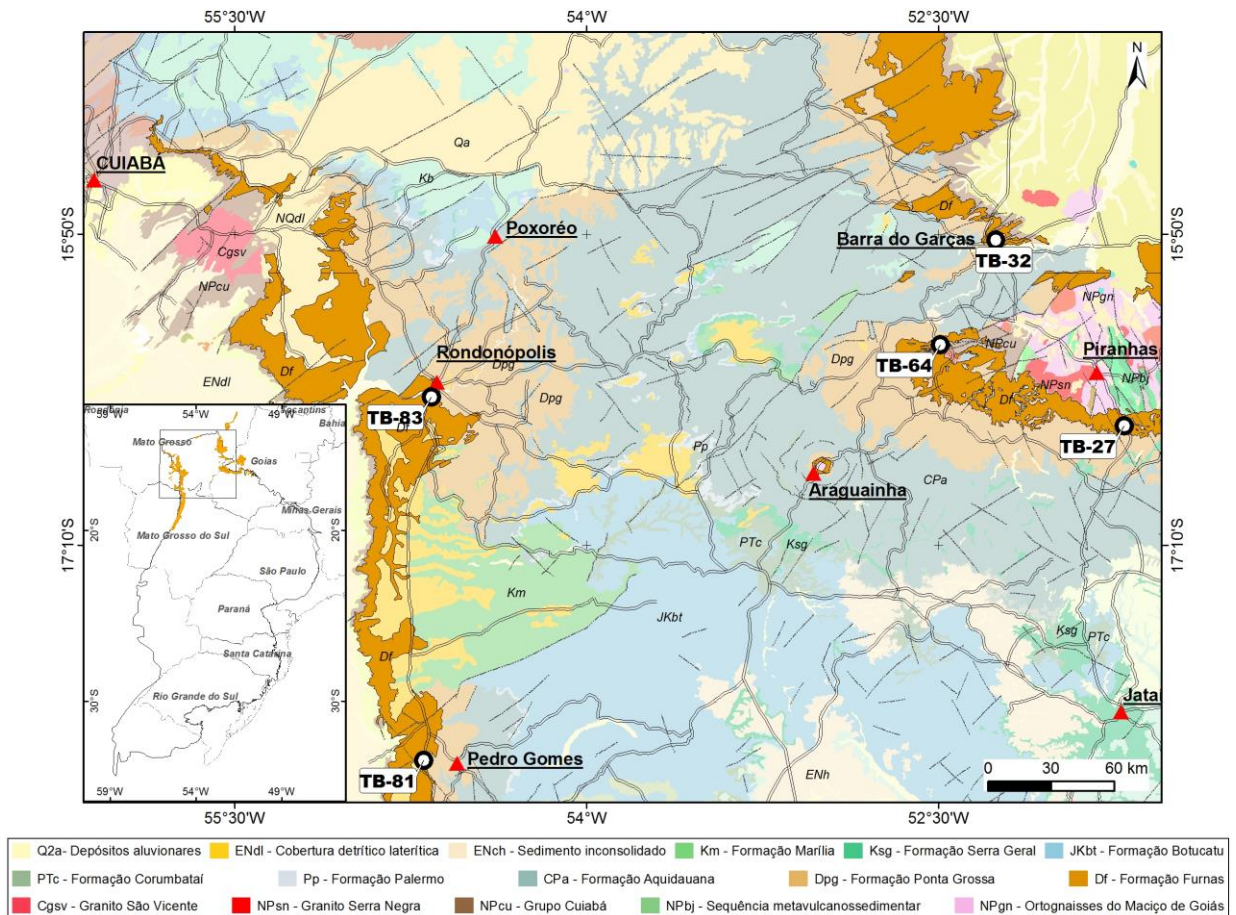


Figura 65: Localização das amostras datadas pelo método U-Pb. (Mapa CPRM, 2004)

7.3.1. Amostra TB-27

A amostra de arenito vermelho, grosso a muito grosso (0,50 – 2,00 mm), grãos subangulosos, matriz siltica-argilosa. No local aflora na base arenito grosso, mal selecionado com estratificações cruzadas festonadas, limitadas por corpos de aproximadamente 50 cm de espessura. Para o topo, onde foi retirada a amostra, ocorre arenito grosso a conglomerático, mal selecionado e feldspático (Figura 38). Os zircões da amostra TB-27 variam na forma, tamanho, cor e grau de arredondamento. Estão presentes predominante grãos com morfologia arredondados, tanto curtos quanto longos, e secundariamente os tipos subangulosos curtos e euédricos longos, de baixo a alto grau de arredondamento e nas cores castanho, rosa e incolores (Figura 77).

Após as rotina de correções dos dados de Pb, 68 grãos dos 81 grãos analisados foram considerados com resultados satisfatórios. 80,8% dos grãos apresentam idades neoproterozóicas (Figura 66), com registro mais jovem de 578 Ma e maior concentração entre 640-800 Ma. Também ocorrem grãos de 880 e 992

Ma, observados nos histogramas de frequência da Figura 67. Obteve-se apenas duas idades mesoproterozóicas (121 e 1665 Ma) ambas não concordantes. A idade paleoproterozóica mais concordante é 2051 Ma. E máxima de 2778 Ma.

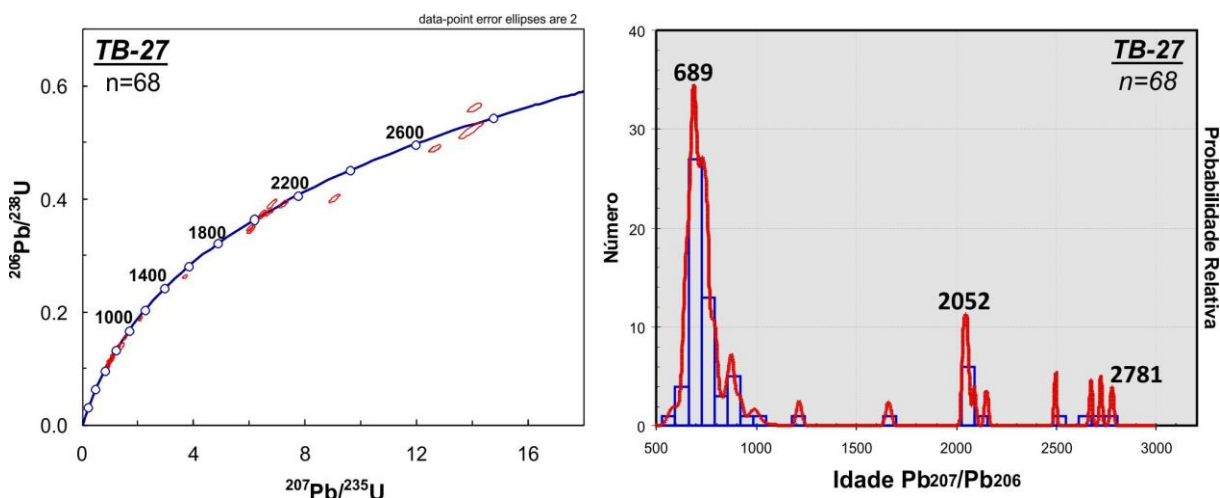


Figura 66: Diagramas Concórdia da amostra TB-27 e histograma da idade 7/6 ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$).

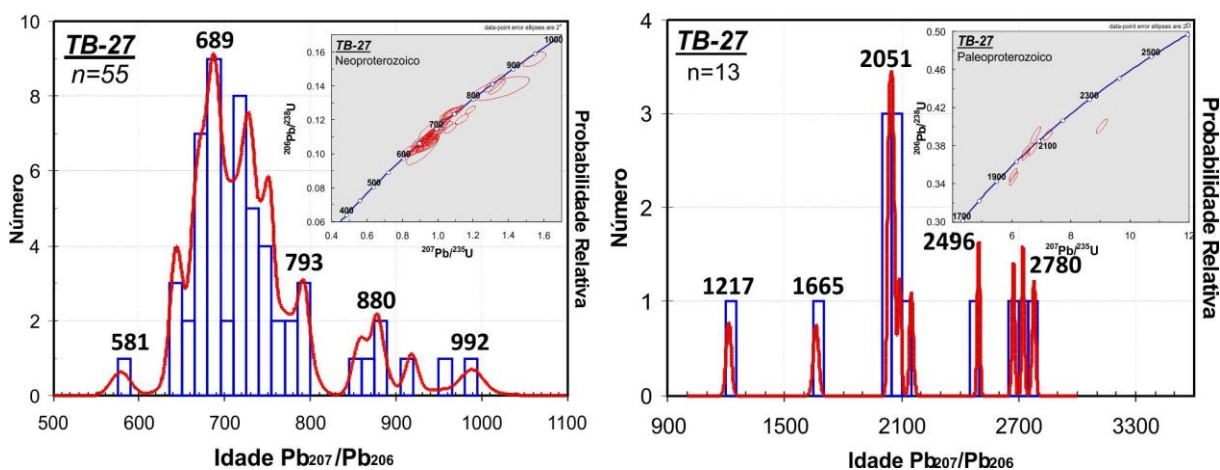


Figura 67: Histogramas de frequência das idades 7/6 ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$) da amostras TB-27. Diagrama da esquerda idades mais jovens que 1000 Ma, diagrama da direita idades mais antigas que 1000 Ma.

7.3.2. Amostra TB-64

Amostra de arenito branco, médio a grosso, mal selecionado, grãos angulosos. No afloramento, observam-se estratificações cruzadas tabulares de médio porte com paleocorrentes para noroeste (Figura 39). (Amostra: arenito branco, médio (0,35 – 0,50 mm), grãos subarredondados, pouca matriz siltica).

Os grãos de zircão presentes na amostra TB-64 são caracteristicamente incolores, e o tamanho é notadamente menor quando comparados as demais amostras. A forma, arredondamento e esfericidade são variados, porém, apresentam

morfologia principal de arredondados curtos e longos, e secundariamente euédricos longos (Figura 78). Foram analisados 74 grãos para datação U-Pb, dos quais 68 tiveram resultados aceitos após as correções de Pb.

Dos grãos datados, 88,2% apresentam idades neoproterozóicas (Figura 68), idade mais jovem com 552 Ma e maiores frequências entre 600-740 Ma (Figura 69). Também observam-se idades no limite com o mesoproterozóico de 789 e 924 Ma, porém, a amostra não apresentou registro desta idade e apenas um grão arqueano (2772 Ma). As idades paleoproterozóicas concordantes concentram-se em aproximadamente 2057 Ma, conforme histograma direito da Figura 69.

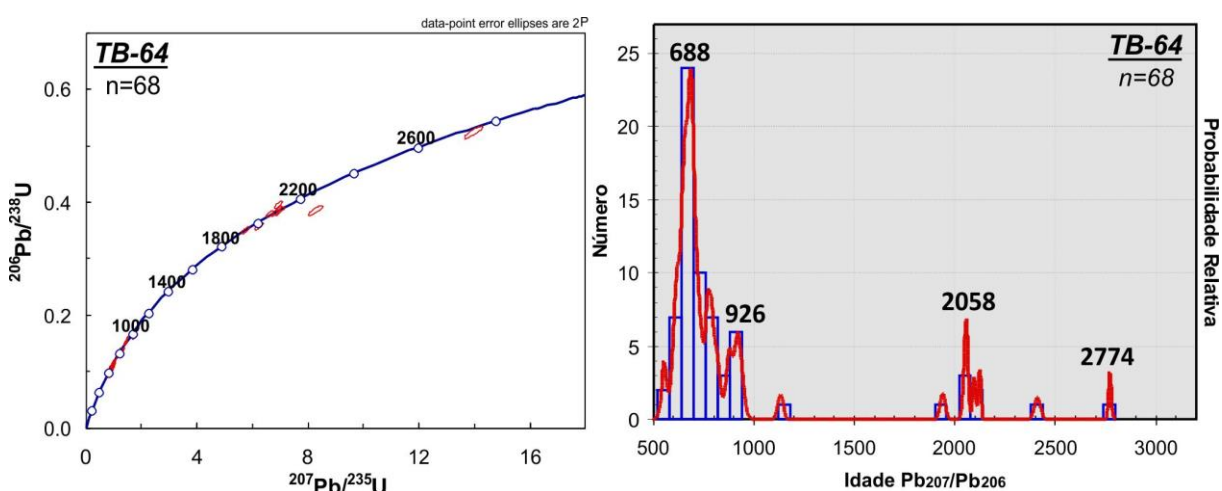


Figura 68: Diagramas Concórdia da amostra TB-64 e histograma da idade 7/6 (Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶).

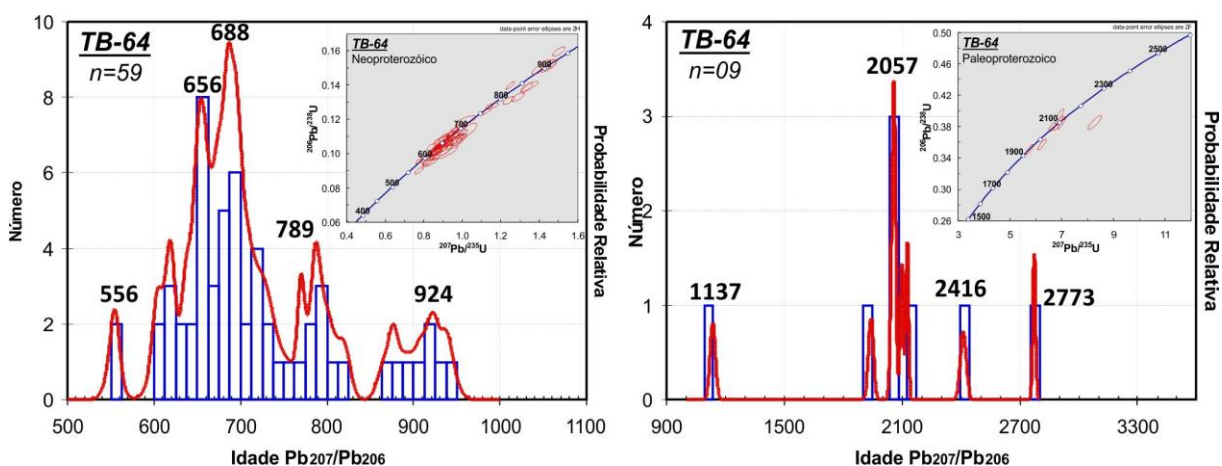


Figura 69: Histogramas de frequência das idades 7/6 (Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶) da amostras TB-64. Diagrama da esquerda idades mais jovens que 1000 Ma, diagrama da direita idades mais antigas que 1000 Ma.

7.3.3. Amostra TB-32

Amostra de arenito amarelo claro, médio a grosso (0,35 – 0,71 mm), grãos angulosos a subangulosos, apresenta matriz argilosa. O afloramento da amostra coletada apresenta arenito médio, vermelho, moderadamente selecionado, silicificado, e feições sigmoidais com espessura aproximada de 2 metros e de 5 - 6 metros de comprimento. Internamente os sigmoides são maciços, e por vezes ocorrem estratificações tabulares na base associadas a feições erosivas com sentido para oeste (Figura 41).

Na amostra TB-32 ocorrem grãos de zircões com grau de arredondamento alto na grande maioria, porém são encontrados grãos com as bordas angulosas. A esfericidade é principalmente de grau médio, sendo comuns grãos ovalados. A coloração varia de castanho, alaranjados e incolores (Figura 79). Dos 76 grãos analisados, 65 possuem parâmetros satisfatórios a compor quadro analítico de idades. As morfologias são arredondados, curtos e longos principalmente, com frequência das outras classificações equilibradas (subarredondados e euédricos). Aproximadamente metade dos grãos datados possuem idades neoproterozóicas (49,2%) (Figura 70), com idade mais jovem com 588 Ma, concentrados principalmente em 600-770 Ma (Figura 71). Apenas dois grãos apresentaram idades mesoproterozóicas (1026 e 1381 Ma) e cinco amostras arqueanas foram observadas (2682-3006 Ma), ambas não concordantes, porém o maior número de resultados arqueanos chama atenção. A segunda maior concentração de grãos da amostra (38%) são de idades paleoproterozóicas que ocorrem com maior frequência relativa em 1750 e 2100 Ma (Figura 71).

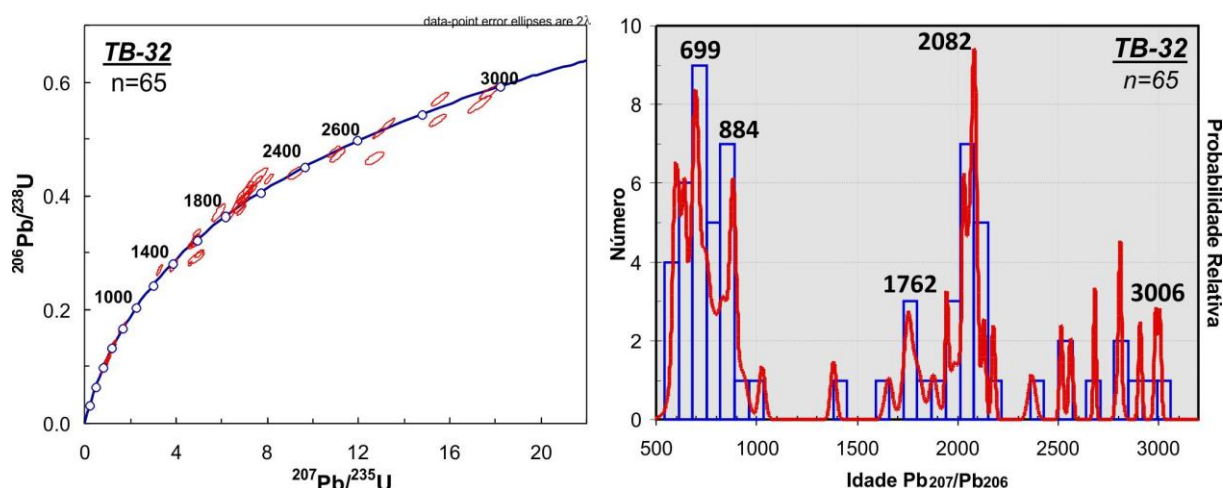


Figura 70: Diagramas Concórdia da amostra TB-32 e histograma da idade 7/6 (Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶).

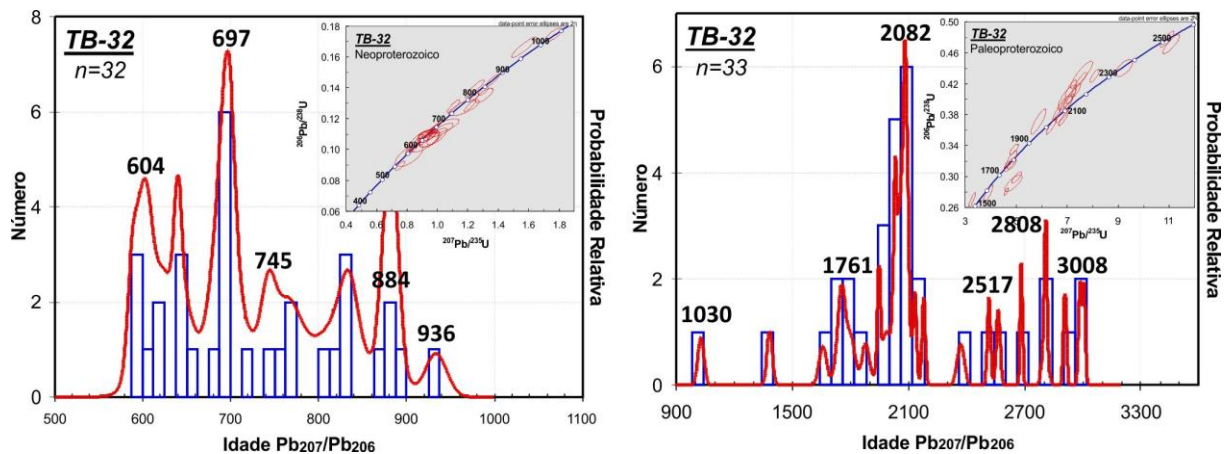


Figura 71: Histogramas de frequência das idades 7/6 (Pb^{207}/Pb^{206}) da amostras TB-64. Diagrama da esquerda idades mais jovens que 1000 Ma, diagrama da direita idades mais antigas que 1000 Ma.

7.3.4. Amostra TB-81

Amostras composta por arenito rosa claro, médio a grosso (0,35 – 1,00 mm), grãos subarredondados, matriz siltica. Afloramento é composto por arenito grosso, branco, com estratificações cruzadas de pequeno porte (Figura 43). Na amostra TB-81 (Figura 80) são observados grãos de zircão principalmente incolores, alguns rosados e castanhos, a variedade quanto à forma é grande (prismáticos, esféricos). O grau de arredondamento é alto em alguns grãos, enquanto outros são angulosos. Dos 70 grãos analisados 61 tiveram seus resultados aceitáveis após a rotina de correção de Pb. A principal morfologia dos grãos de zircão são arredondados curtos e secundariamente grãos longos, arredondados e euédricos. Esta amostra apresenta 54% dos grãos datados com idades neoproterozóicas concentradas em 510-730 Ma (Figura 72). A idade mais jovem é de 585 Ma (Figura 73), e três grãos com idades mesoproterozóica (1066, 1238 e 1511 Ma). Os grãos de idade paleoproterozóica concentram-se entre 1600-2200 Ma e apenas uma idade arqueana concordante de 2829 Ma (Figura 73).

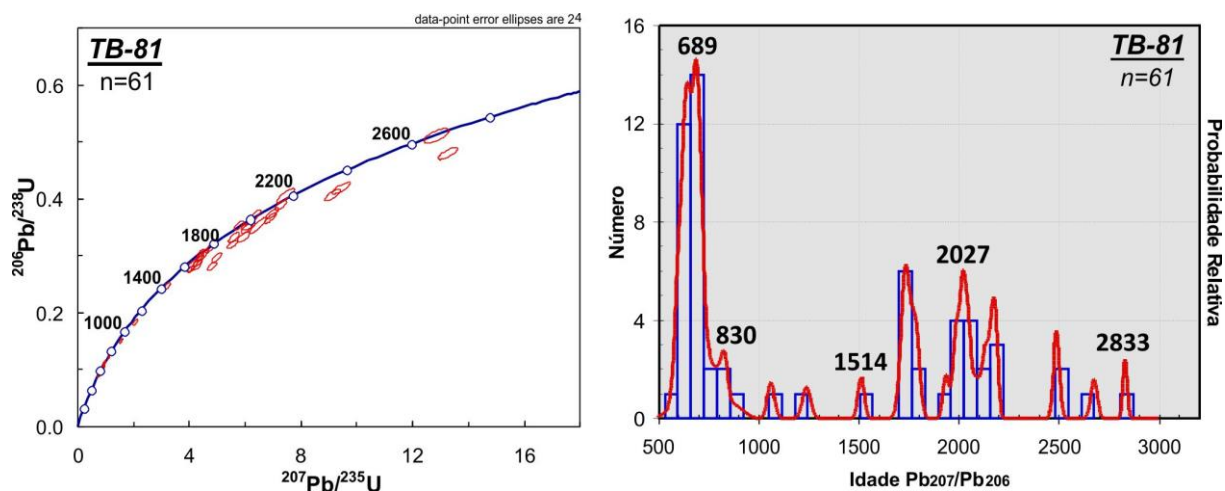


Figura 72: Diagramas Concórdia da amostra TB-81 e histograma da idade 7/6 (Pb^{207}/Pb^{206}).

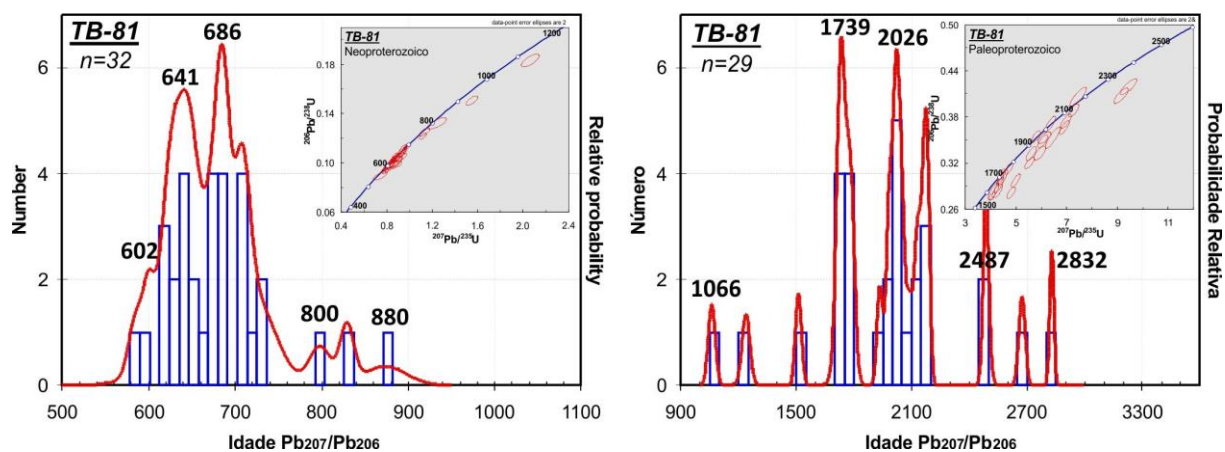


Figura 73: Histogramas de frequência das idades 7/6 (Pb^{207}/Pb^{206}) da amostras TB-81. Diagrama da esquerda idades mais jovens que 1000 Ma, diagrama da direita idades mais antigas que 1000 Ma.

7.3.5. Amostra TB-83

Amostra de arenito amarelo, grosso (0,50 – 0,71 mm), grãos subarredondados, pouca matriz siltica, coletada em afloramento com arenito grosso com matriz siltica intercalado a níveis de arenito conglomerático amarelo, presença de estratificação cruzada tabular indicando paleocorrentes para oeste (Figura 44). Os grãos de zircão da amostra TB-83 apresentam morfologias dos grãos principalmente arredondados longos e secundariamente arredondados curtos e em menor quantidade euédricos curtos. Os grãos incolores são predominantes, porém também são observados nas cores laranja e rosa (Figura 81).

Foram analisados 81 grãos e, deste montante, 30 leituras foram excluídas e 51 foram consideradas após a correção de Pb com avaliação da concordância das razões U-Pb. A amostra com menos análises, e pouco mais da metade dos grãos

(53%), tem idades que correspondem a valores neoproterozóicos, com as frequências bem distribuídas em 560-760 Ma (Figura 74). A idade mais jovem é de 526 Ma. Os resultados paleoproterozóicos tem idades concordantes próximo de 2076 Ma. Duas idades mesoproterozóica não concordante (1040 e 1100 Ma), porém as arqueanas totalizam 5 grãos com idades variando de 2771 a 3178 Ga (Figura 75).

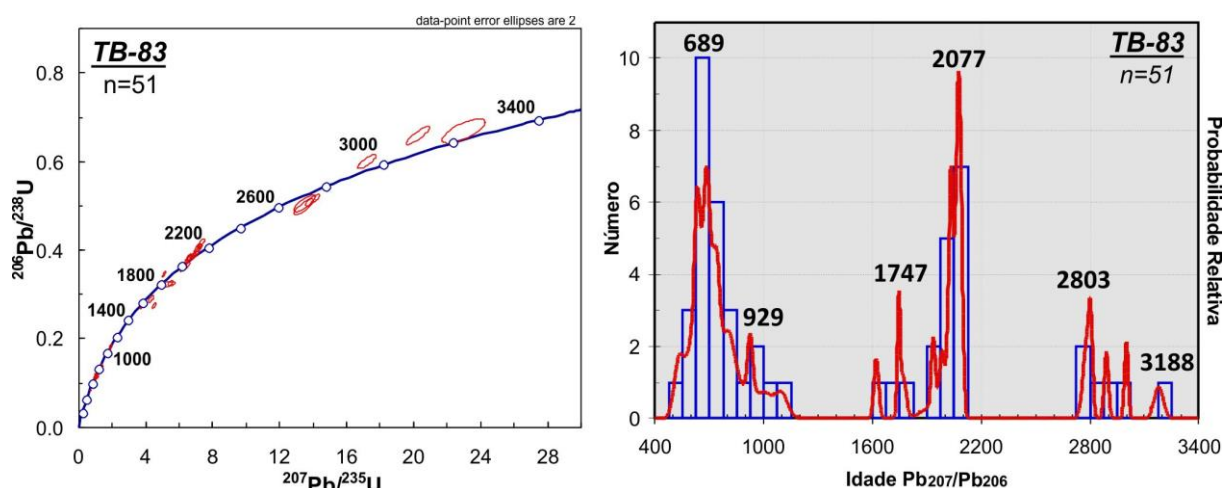


Figura 74: Diagramas Concórdia da amostra TB-83 e histograma da idade 7/6 ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$).

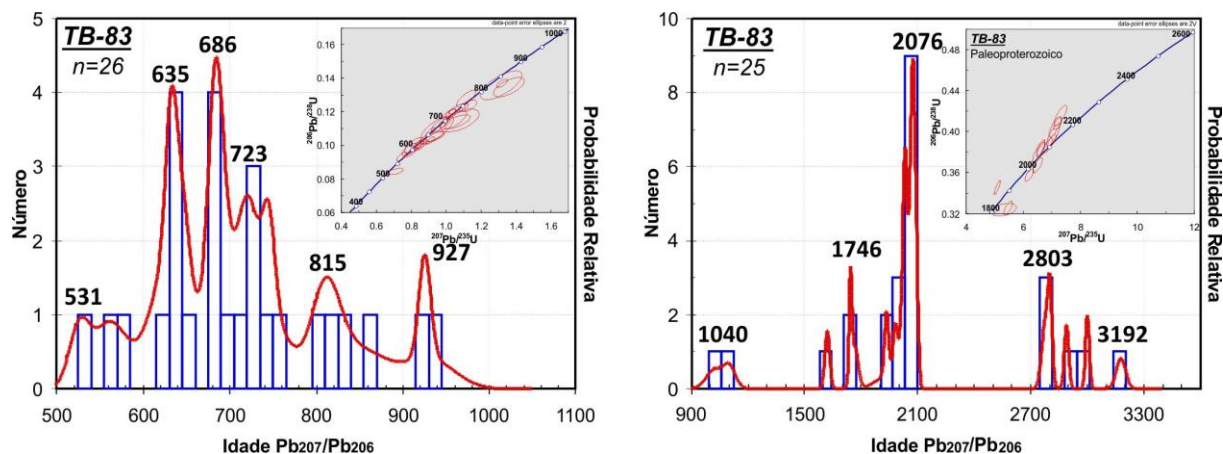


Figura 75: Histogramas de frequência das idades 7/6 ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$) da amostras TB-83. Diagrama da esquerda idades mais jovens que 1000 Ma, diagrama da direita idades mais antigas que 1000 Ma.

7.3.6. Morfologia dos grãos de zircão e Resumo das idades

Os grãos de zircão detríticos das amostras coletadas para datação U-Pb apresentam dimensões que variam de 100 a 400 μm , a principal forma é anédrica com extremidades arredondadas a subarredondadas, secundariamente euédricas,

raramente com pirâmides conservadas (Figura 76). Em geral, são incolores e translúcidos, mas também ocorrem nas cores castanho, amarelo e rosa.

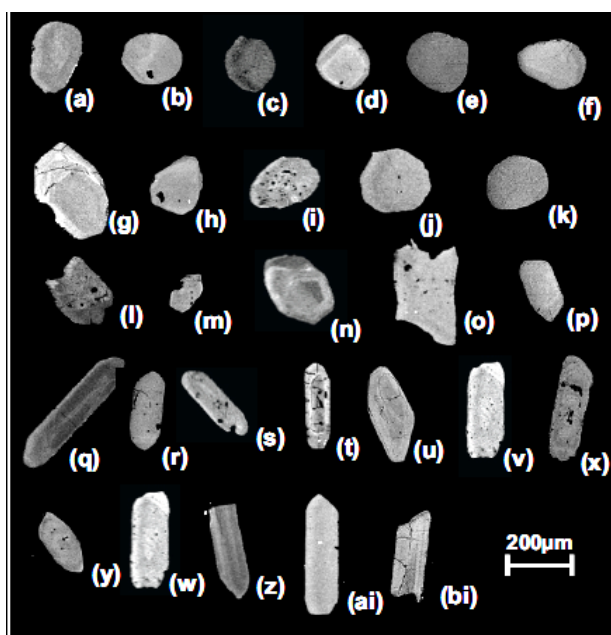


Figura 76: Exemplos da morfologia dos principais grãos das amostras em MEV. Grãos arredondados curto (AC): a até f. Grãos subarredondados curtos (SC): g até k. Grãos euédricos curtos (EC): l até p. Grãos arredondados longos (AL): q até u. Grãos subarredondados longos (SL): v ex. Grãos euédricos longos (EL): y até bi.

As cinco amostras selecionadas para análise U-Pb tiveram seus grãos de zircão quantificados e classificados segundo tipos morfológicos. Cada amostra apresentou mínimo de 68 e máximo de 85 grãos (Tabela 3).

A morfologia dos grãos foi analisada segundo o grau de arredondamento e esfericidade, e foram utilizadas imagens fotográficas dos *mounts* (Figura 77, Figura 78, Figura 79, Figura 80 e Figura 81), bem como as imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV). Definiu-se três categorias principais de associação de grãos mesclando graus de arredondamento e esfericidade: arredondado (grãos desprovidos de arestas e vértices), subarredondado (grãos com arestas e sem vértices) e euédricos (grãos com vértices definidos). O grau de esfericidade dos grãos foi definido pela razão dos eixos maior (E_{max}) e menor (E_{min}), classificado como curto ($E_{max}/E_{min} < 3$) e longo ($E_{max}/E_{min} > 3$).

A classificação morfológica permitiu a divisão das três categorias principais em seis tipos: arredondado curto (AC), arredondado longo (AL), subarredondado curto (SC), subarredondado longo (SL), euédrico curto (EC) e euédrico longo (EL).

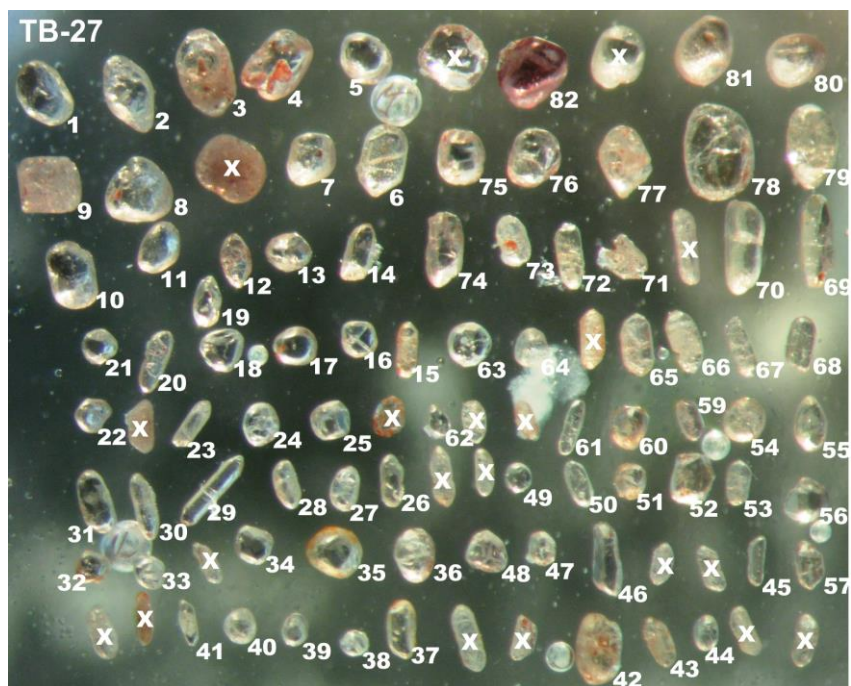


Figura 77: *Mount* dos grãos de zircão da amostra TB-27. Os grãos marcados com X não foram datados.

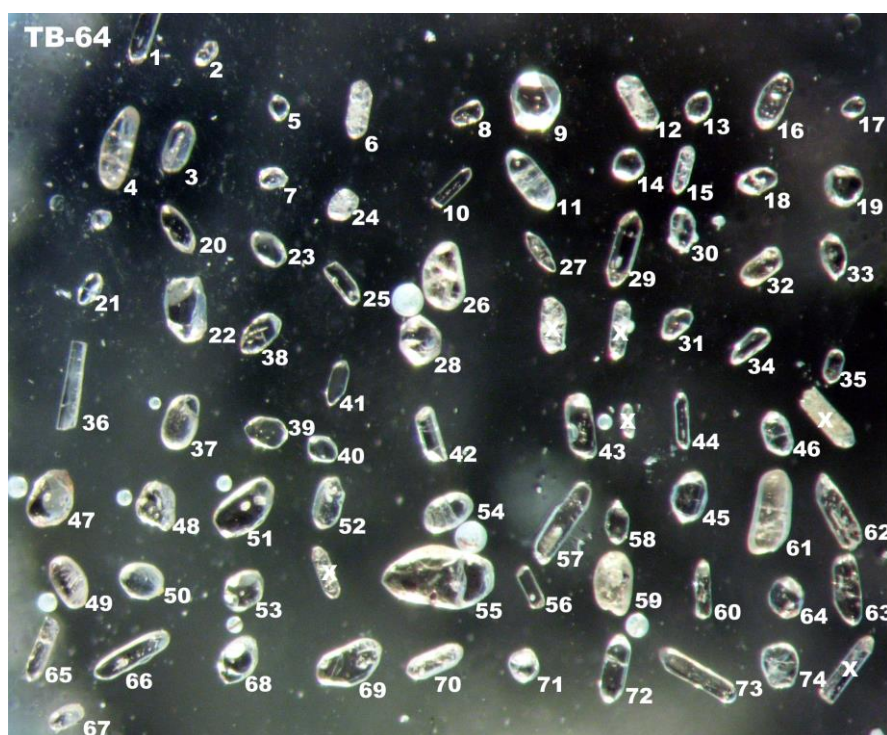


Figura 78: *Mount* dos grãos de zircão da amostra TB-64. Os grãos marcados com X não foram datados.

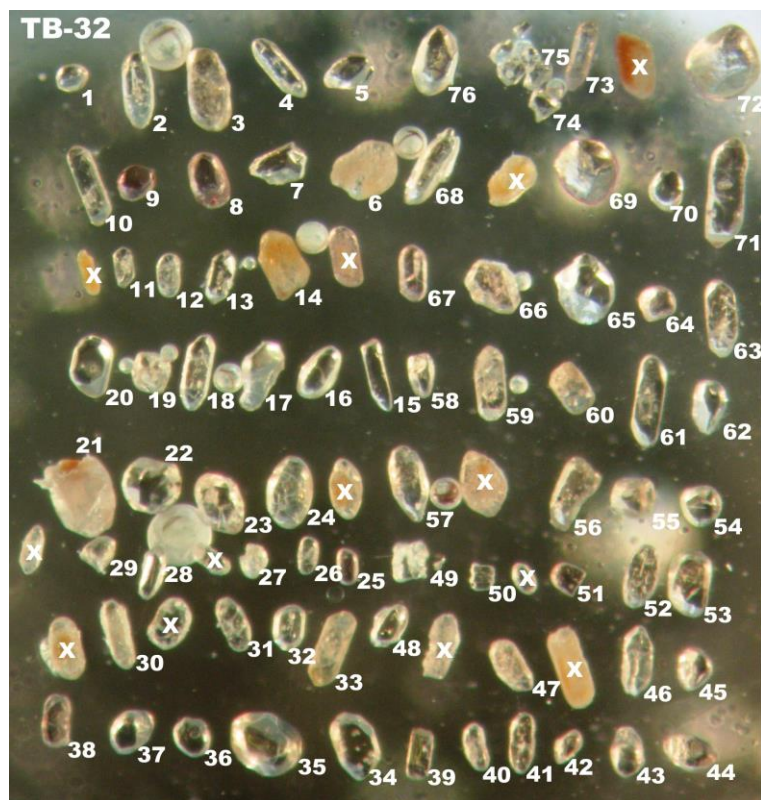


Figura 79: *Mount* dos grãos de zircão da amostra TB-32. Os grãos marcados com X não foram datados.



Figura 80: *Mount* dos grãos de zircão da amostra TB-81. Os grãos marcados com X não foram datados.



Figura 81: *Mount* dos grãos de zircão da amostra TB-83. Os grãos marcados com X não foram datados.

A assembleia de grãos arredondados (AC+AL) predomina em todas as amostras com mais de 65% dos grãos, chegando a 80% na TB-83. Grãos subarredondados curtos constituem 12,8% da amostra TB-27, enquanto que nas outras amostras não passam de 7,1%. A maior porcentagem de grãos euédricos longos ocorre na amostra TB-81 com 21%, já nas amostras TB-83 e TB-27 são 8,8% e 6,4%, respectivamente. Os zircões do tipo SL não foram observados em mais do que 6% das amostras, o mesmo acontece para o tipo EC que ocorre em pouca quantidade (<8%), conforme resumo na Tabela 4 a seguir.

A distribuição das idades em cada amostra está resumida na Tabela 5, e no mapa do arcabouço estrutural do embasamento (Figura 82). A correlação das idades com a morfologia dos grãos das amostras não apresentou uma relação clara, pois os grãos neoproterozóicos ocorrem de todas as formas morfológicas. Os grãos arredondados, que constituem a maior parte das morfologias observadas, são encontrados tanto com idades neoproterozóicas, paleoproterozóicas e arqueanas.

Tabela 4: Quadro resumo das porcentagens de cada tipo morfológico nas amostras.

QUANTITATIVO DOS TIPOS MORFOLÓGICOS DE ZIRÇÃO							
AMOSTRA	AC (%)	AL (%)	SC (%)	SL (%)	EC (%)	EL (%)	TOTAL DE GRÃOS
TB-83	32,4	48,5	2,9	2,9	4,4	8,8	68
TB-81	40,7	27,2	6,2	2,5	2,5	21	81
TB-32	35,3	31,8	7,1	5,9	8,2	11,8	85
TB-64	36,7	35,4	3,8	2,5	5,1	16,5	79
TB-27	35,9	39,7	12,8	2,6	2,6	6,4	78

AC - arredondado curto; AL - arredondado longo; SC - subarredondado curto; SL - subarredondado longo; EC - euédrico curto; EL - euédrico longo

Tabela 5: Idades mínimas, máximas e *range* neo e paleoproterozóico de cada amostra.

PRINCIPAIS IDADES U-PB DE ZIRCAO DETRÍTICO				
Amostra	Idades mínimas (Ma)	Neoproterozóico (Ma)	Paleoproterozóico (Ma)	Idades máximas (Ma)
TB-83	526	560-760	1746 / 2076	3178
TB-81	585	610-730	1739 / 2026	2829
TB-32	588	600-770	1761 / 2082	3006
TB-64	552	600-740	2057	2772
TB-27	578	640-800	2051	2778

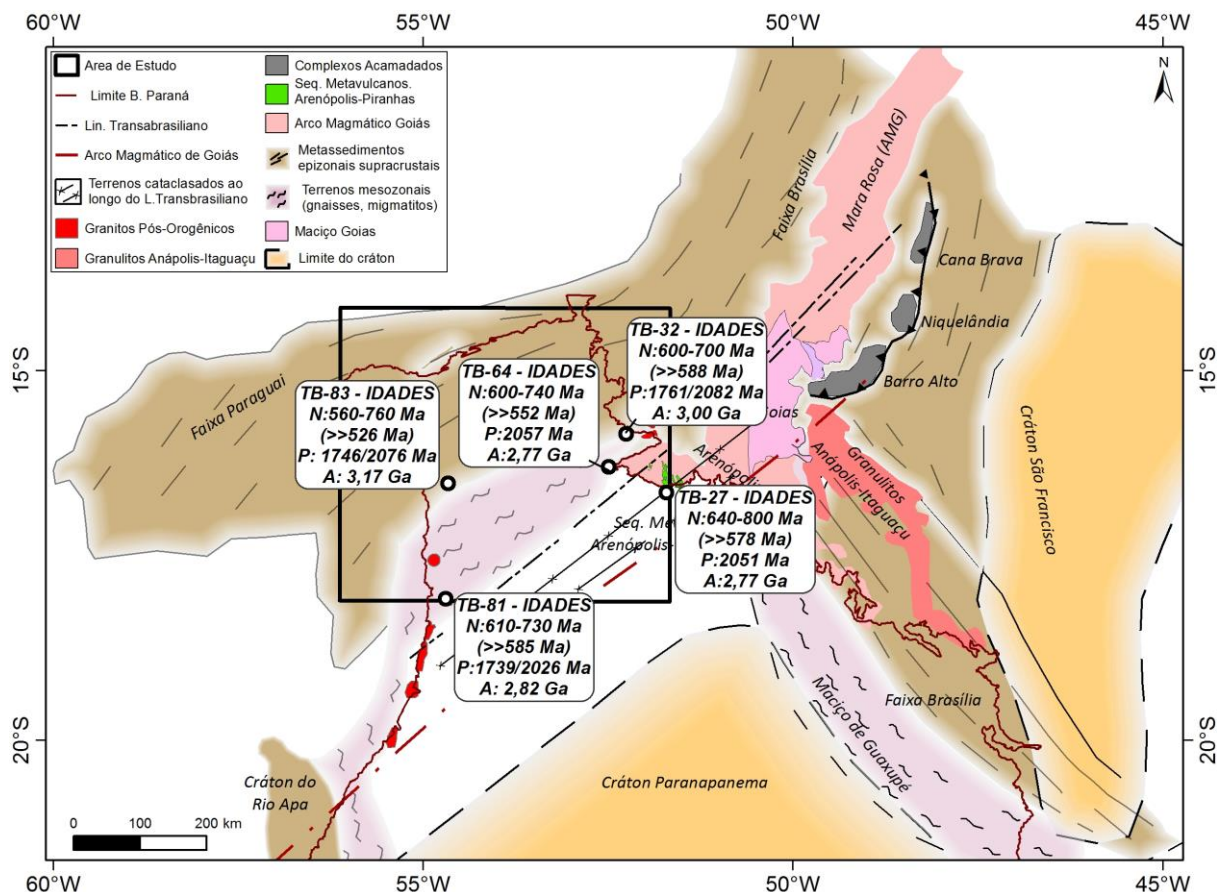


Figura 82: Mapa do arcabouço estrutural do embasamento com as idades observadas nas amostras datadas. N: Neoproterozóico; (>>) Idade mais jovem; P: Paleoproterozóico; A: Arqueano. Modificado de Cordani *et al.* (2009) e CPRM (2004).

8. Discussão dos resultados

O arcabouço estrutural do embasamento da Bacia do Paraná, na porção noroeste é definido principalmente por estruturas formadas durante a Orogenia Brasiliana, com orientação principal das estruturas a nordeste-sudoeste. Os estudos a respeito da origem das estruturas tectônicas e a relação com o início da subsidência da bacia, contam com modelos de evolução geológica baseados em dados geofísicos e de poços, como a proposta de Curto *et al.* (2014) de um arcabouço com estruturas de direção NE-SW e unidades do embasamento em diferentes níveis crustais, definidas com base em dados magnéticos. Para os autores, a estrutura que separa os blocos tectônicos da Faixa Paraguai e o Arco Magmático de Goiás é o principal constituinte do Lineamento Transbrasiliano com direção N30E. As outras estruturas do lineamento são subparalelas à Faixa Paraguai (N60/70E), decorrentes de reativações após a deposição devoniana e

carbonífera da Bacia do Paraná, e respeitando as estruturas herdadas do embasamento.

No presente trabalho, definiu-se o arcabouço estrutural do embasamento a partir da correlação das unidades geológicas do embasamento descritas na bibliografia (e.g. Cordani *et al.*, 2009) com mapas de anomalias magnéticas da área de estudo. O arcabouço é constituído por três principais domínios, relacionados com as rochas supracrustais e mais profundas da Faixa Paraguai e o Arco Magmático de Goiás, limitados por lineamentos de direção NE-SW. Nos mapas magnéticos, foram também identificados dois domínios representativas das rochas básicas e alcalinas decorrentes dos derrames e intrusões cretáceas (Figura 83). A presença de rochas ígneas rasas, Formação Serra Geral e rochas alcalinas do Oeste de Goiás, mascararam o sinal magnético de fontes mais profundas sotopostas a estas unidades. Por isso, se estima a continuação do Arco Magmático de Goiás para sudoeste da área, na mesma direção do Lineamento Transbrasiliiano, a partir da interpretação de Curto *et al.* (2014) para um contato entre as rochas da faixa de dobramentos com aquelas do arco magmático ao longo do lineamento na área deste trabalho (Figura 29). A existência do Cráton Paranapanema na porção central da Bacia do Paraná, está ilustrado no extremo sudeste da área, presente no arcabouço estrutural proposto (Figura 84).

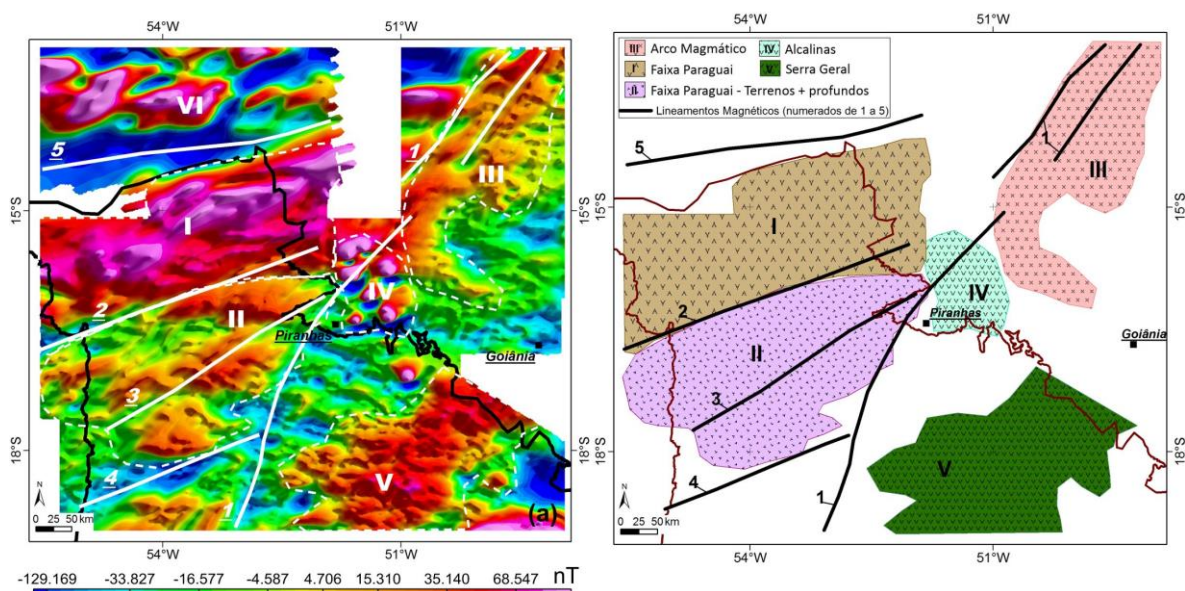


Figura 83: Arcabouço estrutural geofísico da área de estudo. I-Rochas supracrustais da Faixa Paraguai; II-Rochas mais profundas da Faixa Paraguai; III-Arco Magmático de Goiás; IV-Rochas alcalinas do Oeste de Goiás; V-Formação Serra Geral; VI-Cráton do Amazonas. 1-Principal componente do Lineamento Transbrasiliiano; 2,3,4,5-Componentes secundários do Lineamento Transbrasiliiano.

As principais unidades do arcabouço estrutural geofísico proposto para área de estudo são as rochas supracrustais e mais profundas da Faixa Paraguai, com lineamentos que limitam e seguem a orientação geral da deformação neste Domínio, o Arco Magmático de Goiás com possível continuidade sob a Bacia do Paraná, ao longo do Lineamento Transbrasiliiano, e os granitos pós-orogênicos intrudidos nas unidades da faixa e no arco magmático (Figura 84).

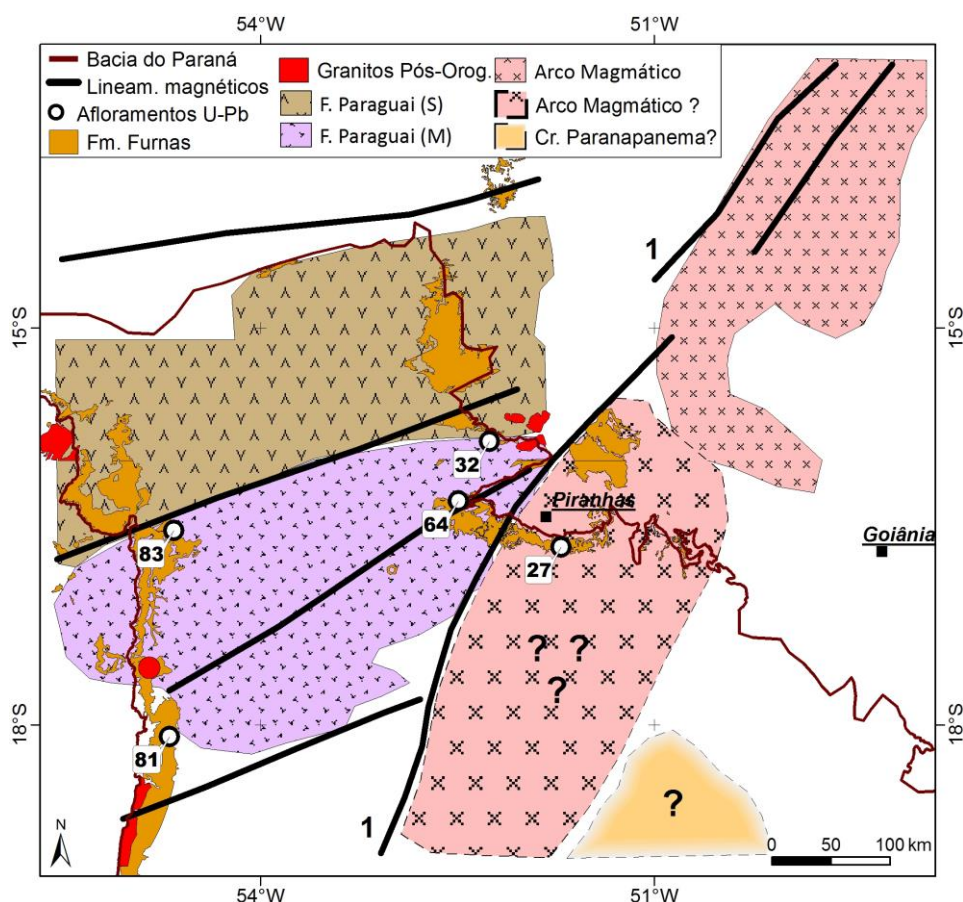


Figura 84: Arcabouço estrutural geofísico do embasamento da área de estudo, com seção aflorante da Formação Furnas e afloramentos cujas amostras foram datadas com U-Pb em zircão detrítico. Possibilidade de extensão do arco magmático para sudoeste, e em contato com o Cráton Paranapanema a sudeste.

A geração das estruturas NE-SW está relacionada com a Orogenia Brasileira (630-600 Ma), resultado da colisão entre os crátons do Amazonas e São Francisco (Pimentel *et al.*, 1991). O início do fechamento do oceano entre os blocos cratônicos contou com a formação dos arcos magmáticos (Mara Rosa e Arenópolis) em 900-800 Ma, seguido de um magmatismo gerador dos complexos bandados em ~790 Ma, e que posteriormente os deformou em 774 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). A progressão da deformação contou com o amalgamento dos arcos magmáticos

gerando os granulitos Anápolis-Itauaçu em 625-621Ma (Giustina *et al.*, 2011). O último evento magmático do Ciclo Brasileiro, na área de estudo, provocou as intrusões dos corpos máficos-ultramáficos e plutons graníticos nos arcos magmáticos em 630-590 Ma (Pimentel *et al.*, 1999). Ocorreu, ainda, uma fase extensional após o pico da orogenia com magmatismo granítico promovendo intrusões no arco magmático em 588-485 Ma (Pimentel *et al.*, 1996) e intrusões nas rochas da Faixa Paraguai com idades entre 547-504 Ma de idades (Godoy *et al.*, 2010).

Os lineamentos nordeste-sudoeste identificados no arcabouço estrutural da área, paralelos a estruturação da Faixa Paraguai, podem ser correlacionados com as zonas de fraqueza indicadas por Milani & Ramos (1998) como os formadores dos grabens, onde depositaram os sedimentos molássicos da Formação Piranhas. A reativação das zonas de falha, sob regime transtensivo, induziu a subsidência e depocentros provavelmente se formaram durante o Meso/Neo-Ordoviciano, devido a propagação dos esforços que ocorreram na margem sudoeste do Continente Gondwana (Ramos, 1988). O regime tectônico compressivo atuante é conhecido como Orogenia Oclóyca, onde se formou um arco magmático e a proto-Cordilheira dos Andes, decorrente da acreção de terrenos alóctones na margem do Gondwana. Ao longo daqueles depocentros, orientados segundo as estruturas NE-SW do embasamento, depositou-se a primeira sequência de rochas da Bacia do Paraná (Supersequência Rio Ivaí), durante o Ordoviciano e Siluriano.

Estudo de proveniência das formações Piranhas e Vila Maria com análise U-Pb em zircões detríticos (Gezat, 2011), indica alta frequência dos grãos das unidades com idades neoproterozóicas (principalmente 700-600 Ma). Na Formação Vila Maria, os resultados indicam um segundo *trend* de idades neoproterozóicas (900-750 Ma) relacionados pela autora aos dois episódios magmáticos formadores do Arco Magmático de Goiás. A partir destes dados, foi sugerida a formação de uma bacia molássica em 600 Ma com o depósito dos sedimentos da Formação Piranhas com fonte principal do Arco Magmático de Goiás (700-600 Ma) sobre a unidade molássica, depositaram-se os sedimentos da Formação Vila Maria com contribuição detrítica também do arco magmático, com idades dos zircões indicando o magmatismo mais antigo (900-750 Ma) e erosão da raiz do arco magmático. Um aspecto importante ressaltado naquele trabalho é a falta de contribuição de zircões

dos granitos pós-orogênicos (550-450 Ma), interpretado como não erosão ou isolamento paleogeográfico da área-fonte (Gezat, 2011).

Após a deposição da Supersequência Rio Ivaí, cuja sucessão de fácies indica um ciclo transgressivo-regressivo com sentido geral das paleocorrentes e espessamento para oeste na porção noroeste da Bacia do Paraná, uma discordância no Neosiluriano evidenciada pela falta de seção pelítica e exposições subaéreas do topo da unidade, separou a sequência ordoviciano-siluriana da Formação Furnas (Assine *et al.*, 1994).

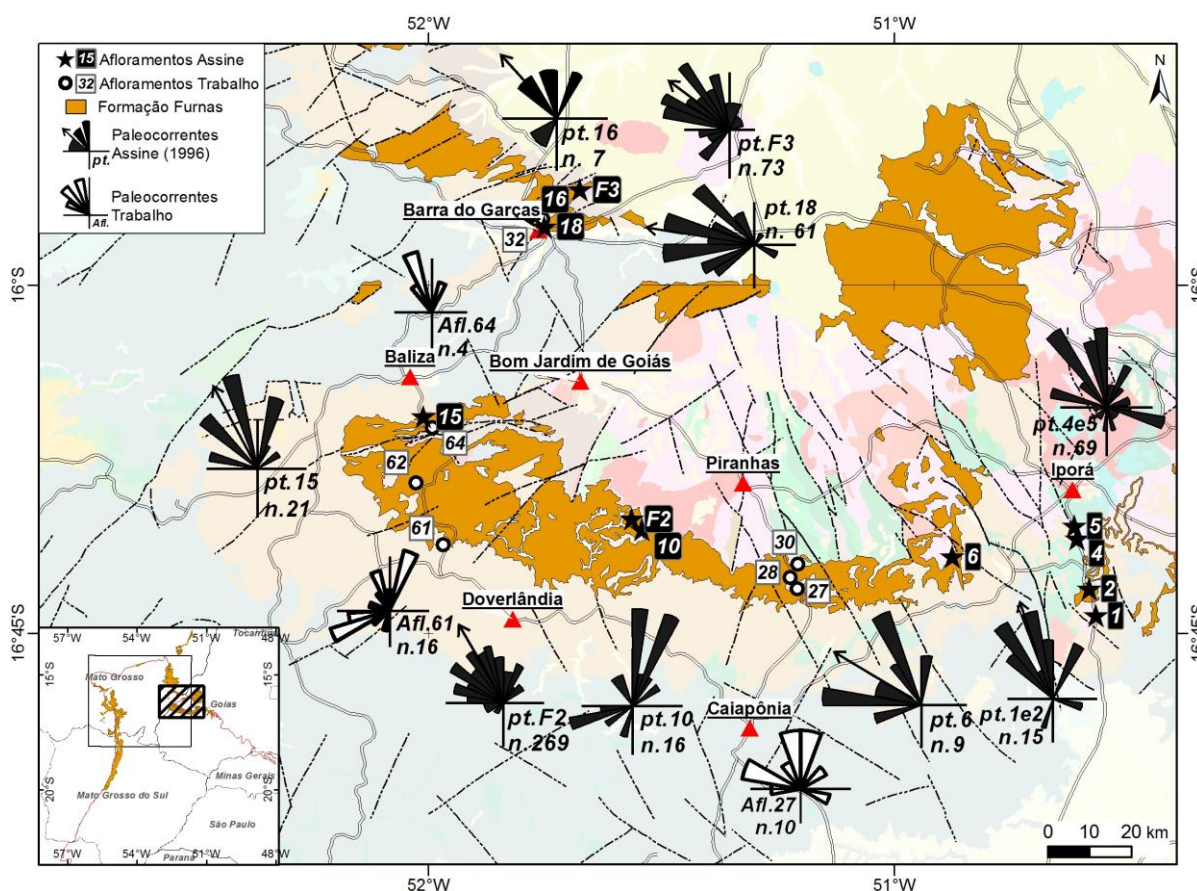


Figura 85: Paleocorrentes da porção norte da área estudada, afloramentos deste trabalho (rosetas em brancos) e afloramentos de Assine (1996) (rosetas pretas).

A paleogeografia da Bacia do Paraná durante o ciclo devoniano era similar a sequência ordoviciano-siluriana, depositada em *onlap* sobre o embasamento pré-cambriano e eo-paleozóico no sentido geral de oeste para leste (Bigarella, 1973). Os sedimentos da Formação Furnas foram depositados em condições transgressivas, e apresentam fácies continentais e litorâneas com maior influência marinha para o topo (Assine *et al.*, 1994). As paleocorrentes da formação, apresentadas por Assine (1996), expõem um padrão unimodal para noroeste no leste da área (Figura 85) e uma variação azimutal dos dados, porém com evidência de transporte para oeste na

área ocidental de estudo (Figura 86). As paleocorrentes e espessamento das camadas para oeste, indicam que os orógenos constituíam terras altas condicionando as linhas de costa e os limites da bacia.

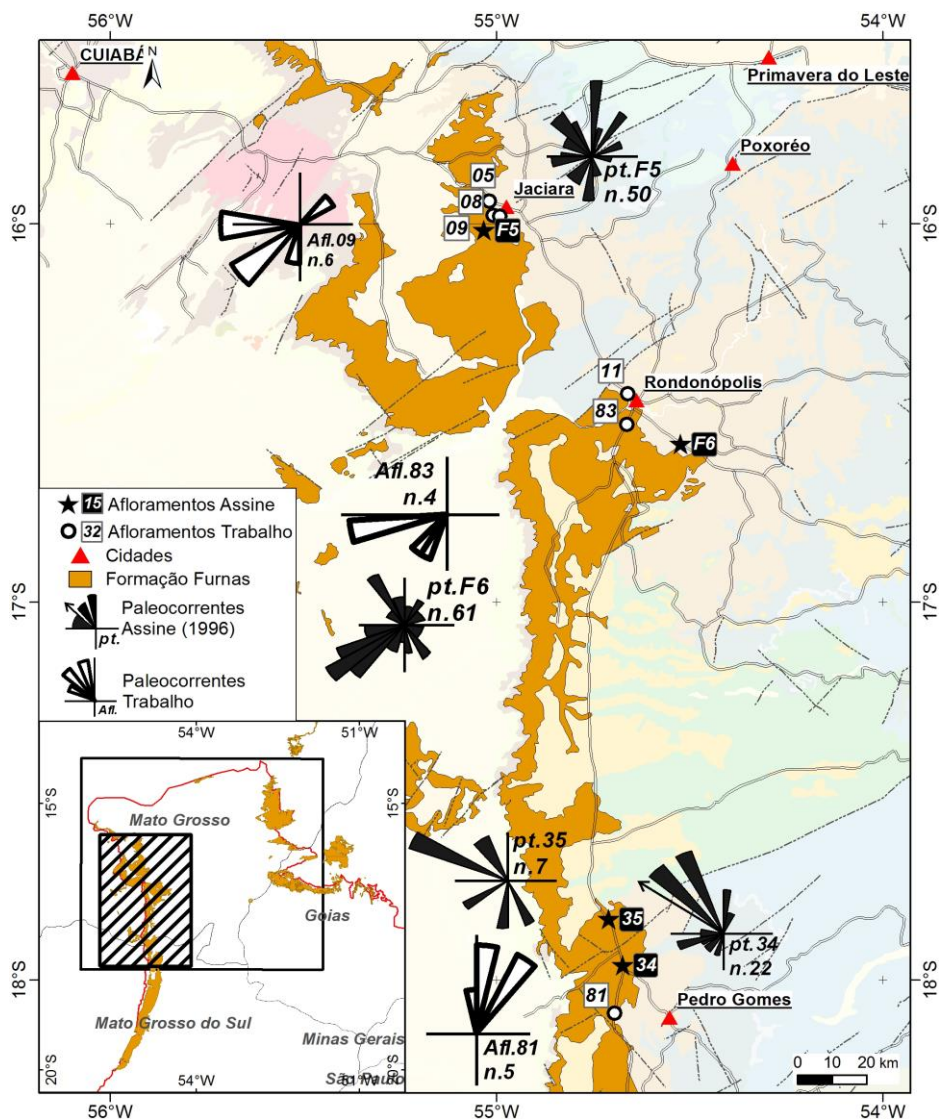


Figura 86: Paleocorrentes da porção oeste da área estudada, afloramentos deste trabalho (rosetas em brancos) e afloramentos de Assine (1996) (rosetas pretas).

As análises de U-Pb dos zircões detríticos da Formação Furnas indicam idades máximas de deposição de 588-526 Ma para esta unidade. Os resultados revelam pronunciada frequência de grãos com idades neoproterozóicas, de 560 a 790 Ma, e idades menos frequentes entre 800 e 900 Ma (Tabela 5). As análises das razões isotópicas não resultaram em idades mesoproterozóicas, exceto por algumas razões não concordantes, que não foram consideradas. As idades paleoproterozóicas representam o segundo conjunto mais frequente obtido nas amostras analisadas

(~1700 a 2100 Ga), com dispersão dos resultados. As amostras apresentam idades arqueanas de 2600 a 3178 Ga, também dispersas e pouco frequentes.

A partir dos dados da literatura para as idades das rochas do embasamento adjacente a bacia (Tabela 2), observa-se compatibilidade para as idades da análise U-Pb das amostras da Formação Furnas (Figura 87). As idades neoproterozóicas mais jovens que 600 Ma das amostras são semelhantes as idades magmáticas dos granitos pós-orogênicos que ocorrem intrudidos na sequência vulcanossedimentar de Arenópolis (588-485 Ma), e dos granitos da Província Magmática Matogrossense (547-504 Ma) intrudidos nas rochas da Faixa Paraguai. Os dois grupos com idades neoproterozóicas de 770-590 Ma e 900-800 Ma, das análises da Formação Furnas, apresentam correlações com os episódios magmáticos do Ciclo Brasileiro que formaram o Arco Magmático de Goiás. A instalação do arco ocorreu em 900-800 Ma, com as rochas vulcânicas e intrusões de tonalitos em Mara Rosa e Arenópolis, e formação dos complexos bandados em 774 Ma, com o último evento magmático de idade entre 630-590 Ma, e intrusões dos corpos máficos-ultramáficos e graníticos em Arenópolis, principalmente, e formação dos granulitos (Anápolis-Itauaçu) em 625-621 Ma.

As idades paleoproterozóicas dos grãos de zircão da Formação Furnas, ~1700, 1900 e 2100 Ma, não tem como correlação áreas-fonte proximais, por isso foram associadas a terrenos distais. Considerando o arcabouço estrutural do embasamento do noroeste da Bacia do Paraná, o Cráton Paranapanema a sudeste da seção aflorante da Formação Furnas na área estudada, de idade estimada mais antiga que o neoproterozóico, pode constituir uma possível área-fonte destes grãos. Ou ainda, os metassedimentos da Faixa Brasília (2.2-2.0 Ga). O mesmo acontece com as análises que resultaram em idades arqueanas, principalmente ~2700 Ma, com alguma correlação com os complexos granítico-gnaissico do Maciço de Goiás (2.85-2.7 Ga).

A ausência de grãos com idades mesoproterozóicas pode estar relacionada a não ocorrência de rochas desta idade no Arco Magmático de Goiás, ou afastamento das possíveis áreas-fontes conhecidas, como as sequências vulcanossedimentares associadas aos complexos bandados de Niquelândia, Barro Alto e Canabrava (1250 Ma) e rochas do Cráton do Amazonas.

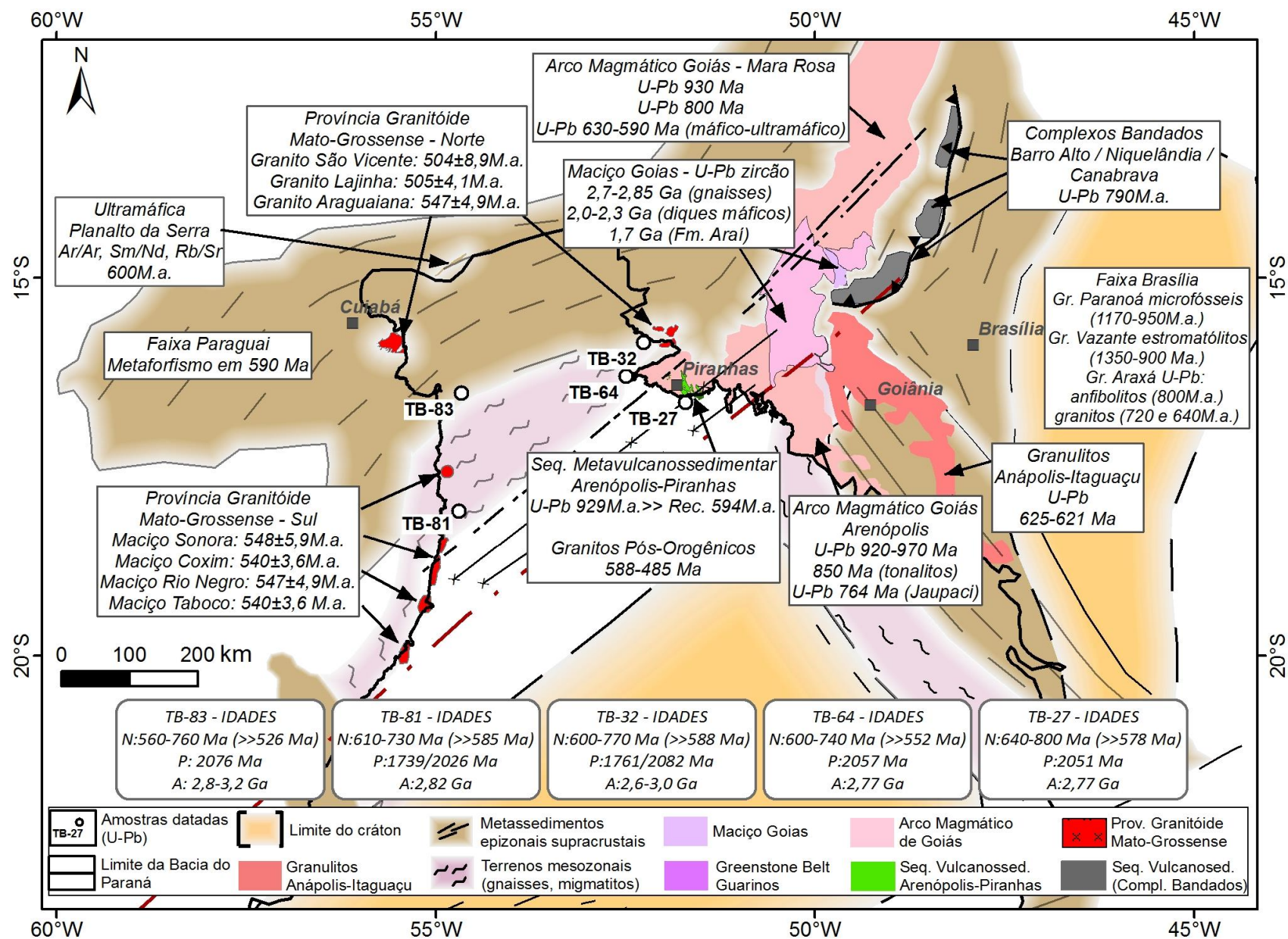


Figura 87: Mapa do arcabouço estrutural do embasamento com as idades da literatura e obtidas neste trabalho. N: Neoproterozóico; (>>) Idades mais jovens; P: Paleoproterozóico; A: Arqueano.

Considerando o sentido de paleocorrentes medidas nos afloramentos da Formação Furnas com direção principal para noroeste na região leste da área e paleocorrentes para norte, noroeste e sudoeste na área oeste, coincidentes com os dados apresentados anteriormente por Assine (1996) para a mesma região (Figura 85 e Figura 86), admite-se uma área-fonte localizada a sudeste destes afloramentos (porção noroeste da Bacia do Paraná). Provavelmente a região das áreas-fonte corresponderiam a terras altas, associadas à contribuição da porção sudoeste do Arco Magmático de Goiás que definiam linhas de costa na bacia ainda durante o Devoniano.

A análise U-Pb nos zircões da Formação Furnas indica uma grande contribuição de grãos provenientes de fontes neoproterozóicas, compatíveis com as rochas do Arco Magmático de Goiás e com os granitos pós-orogênicos intrudidos no embasamento. Há contribuição detrítica do Arco Magmático de Goiás para formação de unidades mais antigas que a Formação Furnas, sugerida por Gezat (2011) a partir de análise de proveniência da Formação Vila Maria e Formação Piranhas na região de Arenópolis e Piranhas (GO). Dantas *et al.* (2009) identificaram materiais detríticos nas unidades da Faixa Paraguai, e sugerem a proveniência dos sedimentos do topo da sequência advinda das rochas do Arco Magmático de Goiás, ainda no Neoproterozóico. A contribuição detrítica do Arco Magmático de Goiás para a formação dos depósitos metassedimentares da Faixa Paraguai e formações Piranhas, Vila Maria e Furnas indica que as rochas do arco foram erodidas ainda no Neoproterozóico até pelo menos o Devoniano, quando depositou-se a primeira unidade da Supersequência Paraná.

9. Conclusões

Novos dados de campo e análises isotópicas U-Pb das rochas da Formação Furnas no noroeste da Bacia do Paraná, no limite entre os estados de Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, permitem sugerir a peleogeografia da região durante o Devoniano. Foram estudadas duas áreas da seção aflorante da Formação Furnas na borda noroeste da bacia, uma a leste entre as cidades de Piranhas, Doverlândia no Estado de Goiás, e Barra do Garças em Mato Grosso. A área oeste de afloramentos localizada entre as cidades de Pedro Gomes, no estado de Mato Grosso do Sul, e Rondonópolis e Jaciara no estado de Mato Grosso.

Na área leste, os arenitos e conglomerados das unidades I e II, representantes das sequências basal e intermediária da Formação Furnas, apresentam fácies que

indicam ambiente deposicional fluvial com influência transgressiva. As paleocorrentes, obtidas nas estratificações cruzadas, apresentam um padrão de fluxo para noroeste, compatíveis com as paleocorrentes interpretadas por Assine (1996) na mesma região. Os arenitos médios a grossos da unidade III e os arenitos finos das camadas de transição da Formação Furnas, descritos apenas na área oeste, apresentam paleocorrentes de direção variada, com padrão proeminente para oeste, além de noroeste e sudoeste.

As idades U-Pb em zircão detrítico obtidas pelo método LA-ICP-MS das amostras da Formação Furnas indicam idade máxima de deposição em torno de 540 Ma. A análise de proveniência feita a partir das idades dos grãos de zircão, indica que a principal contribuição neoproterozóica está associada as rochas do Arco Magmático de Goiás, tanto para as idades 770-590 Ma, representantes da fase metamórfica e do magmatismo que atingiram o arco magmático, como para as idades de 900-800 Ma dos grãos de zircão relacionadas com a formação do arco nesta idade. Para os grãos com idades mais jovens que 600 Ma, a fonte estimada são os granitos pós-orogênicos formados em ambiente extensional após a principal fase de colisão da Orogenia Brasileira.

A evidência de rochas-fonte não se faz tão clara para as idades paleoproterozóicas e arqueanas obtidas das análises de zircão detrítico da unidade devoniana estudada. Com idades concordantes paleoproterozóicas em ~1700, 1900 e 2100 Ma, a proveniência está relacionada a fontes distais como por exemplo as intrusões graníticas do Grupo Araí (1770 Ma). Já as idades arqueanas teriam correlação com as idades 2.85-2.7 Ga dos complexos granítico-gnaissicos do Maciço de Goiás ou ainda provenientes da erosão das rochas do Cráton Paranapanema. Considera-se ainda para o aporte de grãos paleoproterozóicos e arqueanos, a erosão das faixas de dobramentos brasileiras, cujas fontes dos metassedimentos são oriundas dos crátons Amazonas e São Francisco.

O arcabouço estrutural proposto para o embasamento, a partir de análise de mapas magnéticos e propostas da literatura (Cordani *et al.*, 2009 e Curto *et al.*, 2014), exhibe unidades da Faixa Paraguai e do Arco Magmático de Goiás, cujo contato define a principal direção do Lineamento Transbrasiliano na área de estudo. Os lineamentos magnéticos de direção N60-70E seguem a orientação geral da estruturação da Faixa Paraguai, e provavelmente são uma componente secundária do Lineamento Transbrasiliano. Os granitos pós-orogênicos intrudidos nas unidades da faixa e no arco

magmático constituem uma unidade importante do embasamento e compreendem uma das principais fontes de sedimentos para a Formação Furnas.

Segundo as indicações das paleocorrentes para noroeste e a principal contribuição neoproterozóica dos grãos constituintes da Formação Furnas, provavelmente a região compreendida pelas rochas do Arco Magmático de Goiás constituía terrenos altos na porção sudeste da área durante o Devoniano. Possivelmente a orientação dos terrenos elevados seria nordeste-sudoeste, paralelo ao Lineamento Transbrasiliano, que segundo a proposta de Curto *et al.* (2014) representa o contato do Arco Magmático de Goiás com a Faixa Paraguai, conforme o arcabouço estrutural proposto para área de estudo (Figura 84). As idades mais jovens que 600 Ma dos grãos das amostras TB-64, TB-32, TB-81 e TB-83 oriundos dos granitos pós-orogênicos, bem como os grupos de idades entre 900-800 Ma e 720-600 Ma referentes aos dois episódios magmáticos que formaram o arco, insinuam a erosão da raiz do arco magmático com as intrusões graníticas mais profundas, corroborando a interpretação de Gezat (2011). Admite-se aporte de grãos paleoproterozóicos e arqueanos provavelmente associados a fontes distais, com erosão das faixas de dobramentos brasileiras e/ou do Cráton Paranapanema, hoje recoberto totalmente pela bacia.

O bloco diagrama da Figura 88 representa a paleogeografia da região estudada da deposição da Formação Furnas no Devoniano, representando a contribuição detrítica do Arco Magmático de Goiás e dos granitos pós-orogênicos, constituindo terrenos elevados de direção nordeste-sudoeste nesta fase de evolução da porção noroeste da Bacia do Paraná.

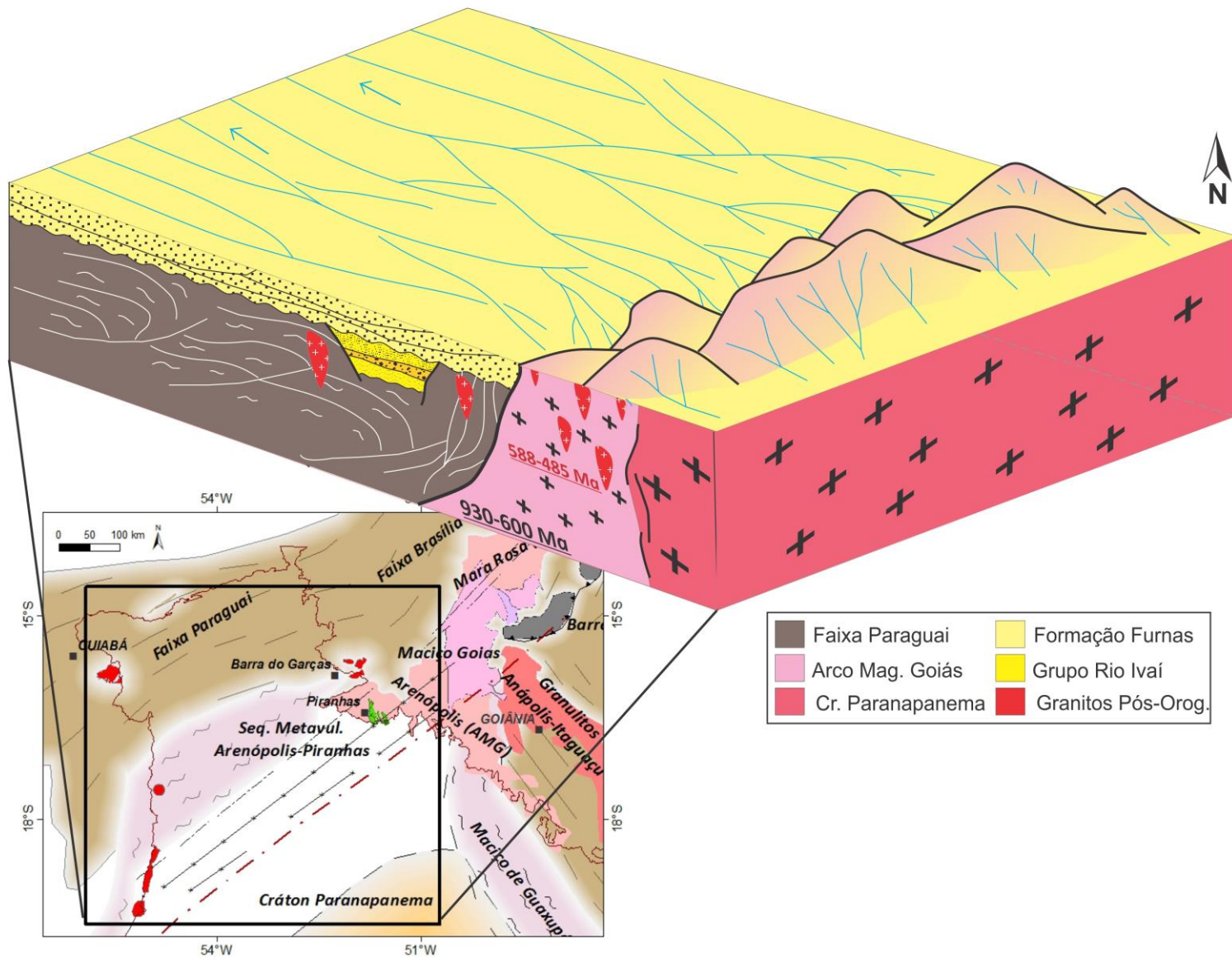


Figura 88: Paleogeografia da área de estudo durante a deposição da Formação Furnas.

10. Referências Bibliográficas

- AHRENS, L.H. Implications of the Rhodesia age pattern. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 8, p. 1-5. 1995.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, **Boletim Divisão Geologia e Mineração**. v. 241, p. 36p. 1967.
- ALMEIDA F.F.M.; MANTOVANI, M.S.M. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. v. 47, p. 451-458. 1975.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**. v. 17, p. 1–29. 1981.
- ALVARENGA, C.J.S.; BOGGIANI, P.C.; BABINSKI, M.; DARDENNE, M.A.; FIGUEIREDO, M.; SANTOS, R.V.; DANTAS, E.L. The Amazonian Palaeocontinent. Part 2: Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Amazonian Palecontinent. In: GAUCHER (Ed.), **Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution a focus on Southwestern Gondwana, Developments in Precambrian Geology**. Elsevier, p. 48–145. 2009.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. Paraguay and Araguaia Belts In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; TOMAZ FILHO, A.; CAMPO, D.A (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. IGC, 31, Rio de Janeiro, RJ. p. 183-193. 2000.
- ALVARENGA, C.J.S.; SAES, G.S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 22, n. 4, p. 493-499. 1992.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. Glacially Influenced Sedimentation in the Late Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**. v. 92, p. 85-105. 1992.
- ARAÚJO, V. A.; MORETON, L.C. Unidades litoestratigráficas. In: MOREIRA, M. L.O.; MORETON, L.C.; ARAÚJO, V.A.; LACERDA FILHO, J.V.; COSTA, H.F. **Geologia de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM/SIC – FUNMINERAL. p. 43-113. 2008.
- ASSINE, M.L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 207 p. 1996.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 24, p. 77-89. 1994.

ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.A.; ALVARENGA, C.J.S.; PETRI, S. Arquitetura estratigráfica, tratos deposicionais e paleogeografia da Bacia do Paraná (Brasil) no neo-ordoviciano/eo-siluriano. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 28, n. 1, p. 61-76. 1998.

BABINSKI, M.; BOGGIANI, P.C.; TRINDADE, R.I.F.; FANNING, C.M. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. **Gondwana Research**. v. 23, p. 988-997. 2013.

BIGARELLA, J.L. Paleocorrentes e deriva continental (comparação entre África e América do Sul). **Boletim Paranaense de Geociências**. v. 31, p. 141-224. 1973.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES, F.P.L. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**. Curitiba. n. 18, p. 114. 1966.

BONGIOLO, A.B.S.; FERREIRA, F.J.F. Evaluation of enhancement techniques of magnetic anomalies applied to structural interpretation of the Itaituba region, State of Pará – Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 30, p. 737-388. 2012.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. **Precambrian Research**. v. 53, p. 23 – 40. 1991.

BUHN, B., PIMENTEL, M.M., MATTEINI, M., DANTAS, E. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasmamass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**. v. 81, p. 99–114. 2009.

COOPER, G.R. J.; COWAN, D.R. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. **Computers & Geosciences**. v. 32, n. 10, p. 1585–1591. 2006.

CORDELL, L.; GRAUCH, V.J.S. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. **Society of Exploration Geophysicists**. p. 181–197. 1985.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Série Ciência-Técnica-Petróleo**, Rio de Janeiro. n. 15, p. 12-20. 1984.

CORDANI, U.G.; SATO K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American Plataform. In: CORDANI U.G, MILANI E.J, TOMAZ FILHO A., CAMPO D.A (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. IGC, 31, Rio de Janeiro, RJ, p. 19-40. 2000.

CORDANI, U.G., BRITO-NEVES, B.B., D'AGRELLA, M.S. & TRINDADE, R.I.F. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. **Terra Nova**, v. 15, p. 343-349. 2003.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; THOMAZ FILHO, A. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro. v. 17, p. 205-219. 2009.

CORREA DA COSTA, P. C. **Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 151 p. 2003.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: CPRM, 2004. Escala 1:1.000.000.

CURTO, J. B.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A. R.; BLAKELY, J.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**. v. 119. 2014.

DARDENNE, M.A. The Brasília fold belt. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.): **Tectonic Evolution of South America**. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 231-263. 2000.

DANTAS, E.L.; ALVARENGA, C.J.S.; SANTOS, R.V.; PIMENTEL, M.M. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. **Precambrian Research**. v. 170, p. 1-12, 2009.

DERBY, O.A. Geologia da região diamantífera da província do Paraná. In: **Arquivos do Museu Nacional**. Rio de Janeiro: Museu Nacional. v. 3, p. 89-96. 1878.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download>>. Acesso em abril de 2012.

FARIA, A. Formação Vila Maria - nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná. **Ciências da Terra**. v. 3, p. 12-15. 1982.

FARIA, A.; REIS NETO, J.M. Nova unidade litoestratigráfica pré-Furnas no sudoeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. 1978.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro. v. 68, n. 2, p. 195-205. 1996.

FERREIRA C.O., PIMENTEL M.M., DANTAS E.L., RUIZ A.S. Assinatura Isotópica Sm-Nd de Gnaisses e Granitos Pósorogênicos no Limite das Faixas Brasília e Paraguai. In: 10º SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, **Livro de Resumos**. CD-Rom. 2007.

FERREIRA C., DANTAS E., PIMENTEL M., BUHN B., RUIZ A.S. Nd isotopic signature and U-Pb LA-ICPMS ages of Cambrian intrusive granites in the boundaries between Brasília Belt and Paraguay Belt. In: 6º SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ISOTOPE GEOLOGY. **Resumos**. CD-Rom. 2008.

FERREIRA, F.J.F.; DE SOUZA, J.; BONGIOLO, A.B.S.; DE CASTRO, L.G. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. **Geophysics**. v. 78, p. 33-41. 2013.

FERREIRA FILHO, C.F. Geology and petrology of the large layered intrusions of central Brazil: implications for PGE mineralization. In: PLATINUM SYMPOSIUM, RUSTENBURG, SOUTH AFRICA, **Extended Abstracts**, p. 107–110. 1998.

FERREIRA FILHO, C.F.; NILSON, A.A.; NALDRETT, A.J. The Niquelândia mafic-ultramafic complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite vs. stratiform controversy based on new geological and structural data. **Precambrian Research**. v. 59, p. 125–143. 1992.

FERREIRA FILHO, C.F.; KAMO, S.; FUCK, R.A.; KROGH, T.E.; NALDRET, A.J. Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. **Precambrian Research**. v. 68, p. 241–255. 1994.

FERREIRA FILHO, C.F.; PIMENTEL, M.M. Sm–Nd isotope systematics and REE–Hf–Ta–Th data of troctolites and their amphibolitized equivalents of the Niquelândia Complex upper layered series, central Brazil: further constraints for the timing of magmatism and high-grade metamorphism. **Journal of South America Earth Science**. v. 13, p. 647–659. 2000.

FERREIRA FILHO, C.F.; PIMENTEL, M.M.; ARAUJO, S.M.; LAUX, J.H. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. **Precambrian Research**. v. 183, p. 617-634. 2010.

FRANÇA, A.B.; MILANI, E.J.; SCHNEIDER, R.L.; LÓPCZ-PAULSEN, O.; LÓPEZ-PUGLIESSI, J.M.; SUÁREZ S.,R.; SANTA ANA, H.; WIENS, F.; FERREIRO, O.; ROSSELLO, E.A.; BIANUCCI, H.A.; FLORES, R.F.A.; VISTALLI, M.C.; FERNÁNDEZ-SEVESO, F.; FUENZALIDA, R.P.; MUFIOZ, N. Phanerozoic correlation in Southern South America. In: A. J. TANKARD; R. SUÁREZ SORUCO; H. J. WELSINK (Eds.): **Petroleum basins of South America**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir n. 62, p. 129-161. 1995.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; D'EL REY, L.J.H. Compartimentação Tectônica da Porção Oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. **Boletim de Resumos Expandidos**. v. 1, p. 215-216. 1994.

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, p. 590-610. 1982.

GEZAT, J.N. **Proveniência de rochas sedimentares detríticas do Gráben de Piranhas e comparação com a Formação Vila Maria do Siluriano da Bacia do Paraná**. 59 p. Trabalho de conclusão de Curso – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre. 2011.

GIUSTINA, M.E.S.D.; PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; FUCK, R.A.; ANDRADE, S. U–Pb–Hf-trace element systematics and geochronology of zircon from a granulite-facies metamorphosed mafic–ultramafic layered complex in Central Brazil. **Precambrian Research**. v. 189, p. 176-192. 2011.

GODOY A.M., RUIZ A.S., MANZANO J.C., ARAÚJO-RUIZ L.M.B. DE, SOUZA M.Z.A., MATOS J.B. Padrão Geoquímico dos Granitóides Brasileiros da Faixa Paraguai no Estado de Mato Grosso. IN: 10º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA E 2º SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL. Porto de Galinhas, **Boletim de resumos**. CD-Rom. 2005.

GODOY A.M., RUIZ A.S., MANZANO J.C., ARAÚJO-RUIZ L.M.B. DE, SOUZA M.Z.A., MATOS J.B. Litogeoquímica dos Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos do Mato Grosso Sul. In: 10º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA E 2º SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL. **Boletim de resumos**. CD-Rom. 2005b.

GODOY A.M., MANZANO J.C., RUIZ A.S., ARAUJO L.M.B. Os Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai MS e MT. **Geologia USP, Série Científica**. v. 7, p. 29-44. 2007.

GODOY, A.M.; PINHO, F.E.C.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO, L.M.B.; SILVA, J.A. FIGUEIREDO, M. Estudos Isotópicos das Rochas Granitóides Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 40, n. 3, p. 380-391. 2010.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. **Palinology**, v. 16, p. 35-61. 1992.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. v. 19, p.1-26. 1970.

JOHNSSON, M.J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: JOHNSSON M.J. & BASU A. (eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. **Geological Society of America Bulletin**, Special Paper. v. 284, p. 1-19. 1993.

JOST, H.; RODRIGUES, V.G.; CARVALHO, M.J.; CHEMALE JR, F.; MARQUES, J.C. Estratigrafia e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. **Geologia USP-Série Científica**. v. 12, p. 31-48. 2012.

LACERDA FILHO J.W., BRITO R.S.C., SILVA M.G., OLIVEIRA C.C., MORETON L.C., MARTINS E.G., LOPES R.C., LIMA T.M., LARIZZATTI J.H. VALENTE C.R. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul**. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME-MS, MME, 121 p. 2006.

LANGE, F.W.; PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J. (Ed.). **Problems in Brazilian Devonian geology**. Boletim Paranaense de Geociências. v. 21/22, p. 5-55. 1967.

LAUX, J.H., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARMSTRONG, R.A., JUNGES, S.L., Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 18, p. 183-198. 2005.

LI, X. On “Theta map: Edge detection in magnetic map” (C. WIJNS, C. PEREZ, AND P. KOWALCZYK, *Geophysics*. v. 70, p. 39–43. 2005): Discussion and reply: **Geophysics**. v. 71, n. 3, p.11–12. 2006.

LUDWIG, K.R. Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkley Geochronology Center**, Special Publications. n. 4. 2003

MAACK, R. Breves notícias sobre a Geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p. 63-154, 1947.

MANTOVANI, M.S.M.; QUINTAS, M.C.L.; SHUKOWSKY, W.; NEVES, B.B.B. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. **Episodes**. v. 28, p. 18-22. 2005.

MANZANO, J.C. **Caracterização dos Granitóides Brasileiros da Faixa de Dobramento Paraguai, MT e MS**. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 99 p. 2009.

MATTEINI, M.; JUNGES, S.L.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; BÜHN, B. In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. **Gondwana Research**. v. 17, p. 1–12. 2010.

MCGEE, B.; COLLINS, A.S.; TRINDADE, R.I.F. G'day Gondwana — the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. **Gondwana Research**. v. 21, n. 2-3, p. 316-322. 2012.

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Ed. Beca, p. 265-279. 2004.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental**. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 255 p. 1997.

MILANI, E.J.; ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; DAEMON, R.F. A sequência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. v. 9, p. 301-320. 1995.

MILANI E.J., MELO J.H.G, SOUZA P.A., FERNANDES L.A, FRANÇA A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n.2, p. 265-287. 2007.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 28, p. 473-484. 1998.

MILLER, H.G.; SINGH, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics**. v. 32, p.213-217. 1994.

NABIGHIAN MN. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**. v. 37, n. 3, p. 507–517. 1972.

NASA - National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em: março de 2010.

OLIVEIRA, E.P. O terreno devoniano do sul do Brasil. **Anais da Escola Minas de Ouro Preto**. v. 14, p. 31-41. 1912.

PETRI, S. Contribuição ao Estudo do Devoniano Paranaense. **Boletim** 129. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 125 p. 1948.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Late proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 17, n. 4, p. 415-425. 1987.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. **Geology**. v. 20, n. 4, p. 375–379. 1992.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; AND FUCK, R.A. U-Pb zircon and sphene geochronology of Late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. **Journal of South American Earth Science**. v. 4, p. 295-305. 1991.

PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A., MARINI, O.J. U–Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. **Precambrian Research**. v. 52, p. 321–335. 1991.

PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A. Idade do meta-riolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Sm-Nd e Rb-Sr. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. v. 64, p. 19 -28. 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R.A.; SILVA, L.J.H.D. Resultados geocronológicos Rb-Sr e Sm-Nd em rochas arqueanas da região da Cidade de Goiás-Uvã-Itapirapuã, Goiás. In: 5º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Goiânia. **Anais**. v. 1, p. 137-140. 1995.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; DE ALVARENGA, C.J.S. Post-Brasiliano Pan-African. high-K granitic magmatism in Central Brazil: late precambrian to early Paleozoic extension. **Precambrian Research**. v. 80, p. 217–238. 1996.

PIMENTEL, M.M., WHITEHOUSE, M.J., VIANA, M.G., FUCK, R.A., MACHADO, N. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. **Precambrian Research**. v. 81, p. 299–310. 1997.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. **Lithos**. v. 46, p. 463-483. 1999.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C.F., ARAUJO, S.M. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZFILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), **Tectonic Evolution of South America**. 31 IGC, Rio de Janeiro, pp. 195–229. 2000.

PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A., VIANA, M.G., FISCHER, D.P. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Journal of South American Earth Science**. v. 14, p. 571-585. 2001.

PIMENTEL, M. M.; ARMSTRONG, R.; FERREIRA FILHO, C.F. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia Layered Complex: Meso - (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.80 Ga) extensional events in central Brazil. In: 4th SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM. ON ISOTOPES GEOLOGY. Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM-IRD, v. 1. p. 639-642. 2003.

PIMENTEL, M.M., FERREIRA FILHO, C.F.; ARMSTRONG, R.A. Shrimp U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelândia Layered Complex: Meso (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in Central Brazil. **Precambrian Research**. v. 132, p. 132–135. 2004.

POPP, M.T.B.; BURJACK, M.I.; ESTEVES, I.R. Estudo preliminar sobre o conteúdo paleontológico da Formação Vila Maria (pré-Devoniano) da Bacia do Paraná. **Pesquisas**. v. 14, p.169-180. 1981.

QUEIROZ, C. L.; JOST, H.; MCNAUGHTON, N. J.; SILVA, L. C. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Achean Terrain. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 26, p. 100-124, 2008.

QUINTAS, M. C. L.; MANTOVANI, M. S. M.; ZALÁN, P. V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 29, n.2, p. 217-226, 1999.

RAMOS, V.A. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America - a collisional history. **Episodes**. v.11, n. 3, p. 168-174. 1988.

RAMOS, V.A.; JORDAN, T.E.; ALLMENDINGER, R.W.; MPODOZIS, C.; KAY, J.M.; CORTÉS, J.M.; PALMA, M. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, Washington, v. 5, n. 6, p.855-880, 1986.

ROEST WR, V.J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**. v. 57, n. 1, p. 116–125. 1992.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de Paleolínamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O Exemplo do Domo de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.

ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A.; KRAFT, R. P. Structural Styles of the Permian Reactivation of the Perimbo Fault Zone, Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, EUA, v. 16, n. 4, p. 287-300, 2003.

SANTOS, T.B. **Análise Estrutural da Bacia do Amazonas, Região de Itaituba – PA.** Dissertação (Mestrado em Geologia) - Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba, 101p. 2009.

SCHNEIDER, R.L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.A. & NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Porto Alegre, **Resumos**. v. 1, p 41-65. 1974.

SCHOBENHAUS, C., C. L. RIBEIRO, L. A. OLIVA, J. T. TAKANOHASHI, A. G. LINDENMAYER, J. C. VASCONCELOS, AND V. ORLANDI, Folha Goiás SD.22, with explanatory text, In: **Carta Geológica do Brasil Milionésimo**, edited by C. SCHOBENHAUS, DNPM, Brasília, DF, Brazil. 1975.

SOARES, P.C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles.** Tese para concurso ao cargo de Professor Titular, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 131 p. 1991.

TANKARD, A.J.; ULIANA, M.A.; RAMOS, V.A.; TURIC, M.; FRANCA, A.; MILANI, E.; BRITO NEVES, B.; EYLES, N.; SKARMETA, J.; SANTA ANA, H.; WIENS, F.; CIBRIAN, M.; LOPES PAULSEN, O.; GERMS, G.; DE WIT, M.; MACHACHA, T. & MILLER, R. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: TANKARD, A.J., SUAREZ SUROCO, M. & WELSINK, H. (Eds): **Petroleum Basin of South America**. American Association of Petroleum Geologists. Memoir, n.62 p. 5-52. 1995.

TOHVER, E.; TRINDADE, R.I.F.; SOLUM, J.G.; HALL, C.M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt, evidence for the Cambrian formation of Gondwana from SE Amazon craton. **Geology**. v.38, p. 267–270. 2010.

VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, J.D.; GREEN, C.M.; MACKENZIE, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**. v. 23, n. 2, p. 116–119. 2004.

WETHERILL, G.W. Discordant Uranium-Lead ages, Part I. **American Geophysical Union Transaction**. v. 37, p. 320-326. 1956.

WIJNS, C.; PEREZ, C.; KOWALCZYK, P. Theta map: Edge detection in magnetic data. **Geophysics**. v. 70, n. 4, p. 39–43. 2005.

ZALÁN, P. V., WOLF, S., CONCEIÇÃO, J. C. J., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia. **Anais**. v.1, p. 441- 473. 1987.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: **Interior Cratonic Basins**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 5 I, p.681-707. 1990.

11. Anexos

TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS U-PB DAS AMOSTRAS

Tabela Amostra TB-27.....	110
Tabela Amostra TB-64.....	112
Tabela Amostra TB-32.....	114
Tabela Amostra TB-81.....	116
Tabela Amostra TB-83.....	118

TB-27					Razões Isotópicas				Idades Aparentes Pb/Pb e U/Pb (Ma)									
Número do Spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	Th/U	
004-Z1	0.06	89.79	42.68	31699	0.8338	1.50	0.1020	1.07	578.7	22.8	615.7	6.9	625.8	6.4	0.70	108	0	
005-Z2	0.04	96.42	43.72	42541	0.8618	1.08	0.1007	0.76	675.6	16.4	631.1	5.1	618.8	4.5	0.67	92	0	
006-Z3N	0.06	51.38	11.43	31286	1.0853	2.18	0.1244	1.14	717.3	39.4	746.2	11.5	755.9	8.1	0.75	105	0	
007-Z3B	0.01	295.28	36.12	118398	1.1228	0.73	0.1265	0.61	753.4	8.6	764.3	3.9	768.0	4.4	0.79	102	0	
008-Z4	0.04	124.76	65.36	46504	0.8475	0.95	0.1006	0.81	642.0	10.5	623.2	4.4	618.1	4.8	0.84	96	1	
009-Z5	0.03	154.16	36.75	64583	0.9683	0.98	0.1126	0.81	685.8	11.8	687.6	4.9	688.1	5.3	0.80	100	0	
010-Z6	0.04	59.53	17.68	40170	0.8827	1.83	0.1035	0.95	669.1	33.5	642.4	8.7	634.9	5.7	0.74	95	0	
013-Z7	0.05	90.53	48.76	32446	0.9593	0.95	0.1126	0.69	666.8	13.8	682.9	4.7	687.8	4.5	0.69	103	1	
014-Z8	0.21	15.51	3.40	8599	0.9100	3.99	0.1017	3.30	771.8	46.5	657.1	19.1	624.1	19.6	0.83	81	0	
015-Z9	0.07	91.81	24.83	25440	0.8732	1.23	0.1015	0.92	687.1	17.3	637.3	5.8	623.3	5.5	0.73	91	0	
016-Z10	0.09	70.61	43.89	19864	0.8968	2.13	0.1061	1.09	650.6	38.8	650.0	10.2	649.8	6.7	0.74	100	1	
017-Z11	0.03	86.08	21.56	65378	0.9761	1.19	0.1132	0.80	692.3	19.0	691.6	6.0	691.4	5.2	0.63	100	0	
023-Z15N	0.02	214.37	86.91	95404	9.0471	0.86	0.4006	0.78	2495.3	6.2	2342.8	7.9	2171.7	14.4	0.89	87	0	
025-Z16	0.06	62.36	18.89	27742	0.9087	1.41	0.1041	1.03	718.2	20.6	656.4	6.8	638.5	6.2	0.71	89	0	
026-Z17	0.04	72.98	33.78	41637	0.9301	1.83	0.1044	0.94	762.1	33.1	667.7	9.0	640.1	5.7	0.74	84	0	
027-Z18	0.01	192.76	47.77	120127	0.9180	0.81	0.1087	0.66	647.9	10.2	661.3	3.9	665.3	4.2	0.77	103	0	
028-Z19	0.64	60.64	26.16	2749	0.9651	1.33	0.1068	0.86	791.9	21.1	685.9	6.6	654.1	5.4	0.62	83	0	
034-Z23	0.37	116.73	38.39	4165	6.0653	0.95	0.3453	0.82	2062.3	8.4	1985.3	8.2	1912.2	13.5	0.85	93	0	
035-Z24	0.13	134.49	90.23	13054	1.1360	1.37	0.1203	1.03	883.4	18.7	770.6	7.4	732.3	7.1	0.73	83	1	
036-Z25	0.05	111.84	88.07	32345	1.0425	1.60	0.1164	0.91	772.2	27.8	725.1	8.3	710.0	6.1	0.77	92	1	
037-Z26	0.08	70.13	47.22	20924	1.0589	1.50	0.1224	1.18	700.2	19.8	733.3	7.8	744.1	8.3	0.77	106	1	
038-Z27	0.04	114.66	48.77	44242	1.0152	0.88	0.1156	0.70	731.6	11.2	711.5	4.5	705.1	4.7	0.77	96	0	
039-Z28	0.01	98.90	81.32	135238	6.7180	0.86	0.3766	0.72	2089.6	8.2	2075.0	7.6	2060.3	12.7	0.81	99	1	
040-Z29	0.06	83.87	52.01	28035	0.9170	1.64	0.1029	0.77	762.9	30.5	660.8	8.0	631.2	4.6	0.67	83	1	
043-Z30	0.35	158.25	78.43	5062	1.1853	0.95	0.1259	0.76	877.8	11.7	793.8	5.2	764.2	5.5	0.77	87	0	
045-Z32	0.07	54.93	53.43	24407	0.9568	1.85	0.1060	1.28	790.1	28.0	681.7	9.2	649.3	7.9	0.68	82	1	
046-Z33	0.02	134.18	66.43	72835	1.0779	2.09	0.1237	1.22	715.1	36.1	742.6	11.0	751.8	8.6	0.80	105	0	
047-Z34	0.02	145.27	32.59	116175	0.8993	0.93	0.1026	0.74	727.0	12.0	651.4	4.5	629.7	4.4	0.77	87	0	
048-Z35	0.04	78.14	44.27	40762	0.9335	1.07	0.1082	0.84	693.2	14.0	669.5	5.3	662.4	5.3	0.77	96	1	
049-Z36	0.08	97.79	64.75	23009	0.9727	0.88	0.1076	0.71	792.6	11.0	689.8	4.4	658.8	4.4	0.77	83	1	
053-Z38	0.06	58.80	43.73	30992	0.9847	1.74	0.1111	1.22	751.1	26.0	696.0	8.7	679.1	7.9	0.69	90	1	
054-Z39	0.04	87.91	51.09	44425	0.9565	0.89	0.1082	0.68	744.9	12.1	681.5	4.4	662.4	4.3	0.73	89	1	
056-Z41	0.01	114.13	64.33	194178	3.6967	0.91	0.2629	0.56	1660.4	13.5	1570.7	7.3	1504.7	7.5	0.73	91	1	
057-Z42	0.05	116.22	27.43	32523	0.9714	0.93	0.1097	0.69	749.5	13.2	689.2	4.7	670.9	4.4	0.70	90	0	
058-Z43	0.00	380.18	53.91	869475	14.0962	0.71	0.5611	0.57	2673.0	7.2	2756.2	6.8	2871.2	13.1	0.74	107	0	

Continuação TB-27					Razões Isotópicas				Idades Aparentes Pb/Pb e U/Pb (Ma)									
Número do Spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	Th/U	
059-Z44	0.00	118.88	42.85	308829	6.4731	0.84	0.3741	0.70	2035.8	8.2	2042.3	7.4	2048.6	12.2	0.80	101	0	
063-Z45	0.05	53.98	15.28	33597	0.9794	1.30	0.1118	0.88	726.1	20.2	693.3	6.5	683.2	5.7	0.65	94	0	
064-Z46	0.01	225.47	95.80	125700	0.9455	1.05	0.1108	0.83	670.7	13.8	675.7	5.2	677.2	5.3	0.77	101	0	
065-Z47	0.05	105.13	40.22	37297	0.9139	1.13	0.1066	0.95	680.6	13.0	659.1	5.5	652.9	5.9	0.83	96	0	
067-Z49	0.02	147.28	45.93	95409	0.9340	0.91	0.1086	0.71	686.5	12.3	669.8	4.5	664.8	4.5	0.74	97	0	
068-Z50	0.06	42.24	30.76	31268	0.9121	1.53	0.1035	1.18	738.0	20.8	658.2	7.4	635.1	7.1	0.76	86	1	
069-Z51	0.04	77.83	22.64	45986	0.9560	1.45	0.1093	1.07	723.2	20.7	681.2	7.2	668.6	6.8	0.72	92	0	
070-Z52	0.02	90.81	63.03	89439	0.9866	2.02	0.1128	1.13	722.8	35.6	697.0	10.2	689.0	7.4	0.77	95	1	
073-Z53	0.05	182.76	47.27	28558	6.0511	0.91	0.3498	0.78	2035.5	8.2	1983.2	7.9	1933.4	13.1	0.84	95	0	
074-Z54	0.03	99.47	18.62	67806	1.0554	1.04	0.1216	0.81	706.2	13.7	731.5	5.4	739.8	5.7	0.76	105	0	
075-Z55	0.07	31.34	7.93	24620	1.5466	1.69	0.1556	1.15	989.0	25.3	949.1	10.4	932.0	10.0	0.66	94	0	
075-Z56	0.05	84.83	62.71	37842	1.0647	2.05	0.1235	1.10	692.4	36.9	736.1	10.7	750.6	7.8	0.76	108	1	
076-Z57	0.03	99.78	31.74	57214	1.3368	1.43	0.1392	1.24	918.1	14.4	861.8	8.3	840.1	9.8	0.86	92	0	
081-Z60	0.03	81.15	57.53	57299	0.8603	1.29	0.1011	1.03	664.0	16.6	630.3	6.0	620.9	6.1	0.78	94	1	
082-Z61	0.05	37.15	13.36	37410	1.0201	1.80	0.1170	1.29	716.3	26.7	714.0	9.2	713.2	8.7	0.70	100	0	
083-Z62	0.06	52.57	15.73	29108	0.9448	2.42	0.1086	1.79	711.3	34.8	675.4	12.0	664.6	11.3	0.73	93	0	
084-Z63	0.02	130.86	58.38	71922	0.9438	1.24	0.1105	0.60	671.6	23.1	674.9	6.1	675.8	3.9	0.67	101	0	
085-Z64	0.00	193.56	53.11	800223	12.6614	0.67	0.4891	0.54	2722.7	6.5	2654.8	6.3	2566.6	11.5	0.75	94	0	
087-Z66	0.07	100.60	46.70	25409	2.1016	1.33	0.1890	1.15	1213.1	13.2	1149.3	9.1	1115.9	11.7	0.86	92	0	
091-Z68	0.01	110.46	52.50	277149	6.8046	1.06	0.3908	0.95	2046.9	8.3	2086.3	9.4	2126.5	17.2	0.89	104	0	
093-Z70	0.09	25.31	28.39	19928	0.9725	3.32	0.1136	2.25	677.8	52.3	689.7	16.6	693.4	14.8	0.67	102	1	
094-Z71	0.03	97.06	38.03	54394	0.9307	3.22	0.1078	1.43	694.4	61.4	668.0	15.7	660.2	9.0	0.69	95	0	
095-Z72	0.01	76.76	27.82	133615	7.2253	0.81	0.3913	0.61	2149.8	9.3	2139.6	7.2	2129.0	11.0	0.70	99	0	
096-Z73	0.06	151.35	8.11	29604	1.0716	1.32	0.1149	1.05	857.3	16.7	739.5	7.0	701.2	7.0	0.78	82	0	
097-Z74	0.01	201.30	25.34	202219	1.0619	0.86	0.1232	0.63	691.3	12.4	734.8	4.5	749.1	4.5	0.69	108	0	
098-Z75	0.05	55.27	28.45	33868	0.9434	2.88	0.1074	1.25	731.9	54.9	674.6	14.2	657.6	7.8	0.67	90	1	
101-Z76	0.01	200.01	63.64	141481	0.9469	1.28	0.1109	0.97	671.2	18.1	676.5	6.3	678.1	6.2	0.73	101	0	
102-Z77	0.00	109.63	21.19	306703	13.9632	1.25	0.5214	1.14	2778.2	8.3	2747.2	11.8	2705.3	25.2	0.91	97	0	
103-Z78	0.05	79.42	11.69	34925	1.3224	1.79	0.1415	1.50	862.5	20.5	855.6	10.4	852.9	12.0	0.83	99	0	
104-Z79	0.08	27.67	5.45	22293	1.3561	4.86	0.1385	2.08	958.0	89.8	870.2	28.4	836.1	16.3	0.68	87	0	
105-Z80	0.06	82.66	144.94	30578	1.0407	1.35	0.1190	0.98	722.7	19.8	724.3	7.0	724.8	6.7	0.71	100	2	
106-Z81	0.03	148.20	84.83	59839	0.8896	1.01	0.1058	0.83	639.1	12.3	646.2	4.8	648.2	5.1	0.81	101	1	
107-Z82	0.00	286.16	111.55	594530	6.4827	0.81	0.3711	0.71	2052.9	7.0	2043.5	7.1	2034.3	12.3	0.85	99	0	

TB-64					Razões Isotópicas				Idades Aparentes Pb/Pb e U/Pb (Ma)									
Número do spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	Th/U	
004-Z1	0.01	188.87	37.91	126207	0.8773	0.84	0.1044	0.69	636.5	10.1	639.5	4.0	640.4	4.2	0.80	101	0	
005-Z2	0.04	93.91	30.71	40260	1.2416	0.97	0.1311	0.69	889.9	14.2	819.6	5.5	793.9	5.1	0.66	89	0	
006-Z3	0.02	81.58	67.11	82037	0.8228	1.26	0.0957	0.93	686.9	18.2	609.6	5.8	589.0	5.2	0.86	86	1	
010-Z5	0.02	100.59	31.97	110944	0.8670	1.08	0.1013	0.95	676.7	11.3	633.9	5.1	622.0	5.6	0.86	92	0	
012-Z7	0.03	118.00	100.74	59461	0.8571	1.39	0.1010	0.81	659.5	24.1	628.6	6.5	620.0	4.8	0.78	94	1	
015-Z8	0.03	108.48	52.77	53675	0.9246	0.87	0.1071	0.76	696.0	9.3	664.8	4.3	655.6	4.7	0.85	94	0	
016-Z9	0.02	101.40	33.37	76938	0.9274	0.71	0.1079	0.60	685.4	8.2	666.3	3.5	660.6	3.8	0.80	96	0	
017-Z10	0.01	183.35	35.16	201190	1.2500	0.73	0.1398	0.64	769.8	7.3	823.4	4.1	843.4	5.1	0.85	110	0	
018-Z11	0.12	52.80	2.66	14374	0.8335	1.81	0.0949	1.04	731.4	31.1	615.5	8.3	584.5	5.8	0.79	80	0	
022-Z13	0.09	30.96	22.52	19979	1.0237	2.12	0.1132	1.67	793.3	27.3	715.8	10.9	691.3	10.9	0.78	87	1	
023-Z14	0.06	43.87	32.91	29754	0.9534	1.31	0.1126	0.95	652.9	19.4	679.9	6.5	688.1	6.2	0.70	105	1	
024-Z15	0.12	57.10	27.13	15187	1.0184	2.09	0.1192	0.98	672.9	38.9	713.1	10.6	725.9	6.8	0.71	108	0	
027-Z16	0.11	116.72	43.81	15937	0.9447	0.96	0.1114	0.75	656.5	12.8	675.4	4.7	681.0	4.8	0.75	104	0	
028-Z17	0.05	42.45	30.27	33703	0.9014	1.00	0.1089	0.86	604.2	10.9	652.5	4.8	666.5	5.5	0.85	110	1	
029-Z18	0.05	49.11	25.00	33039	0.8922	1.62	0.1032	1.03	699.1	26.5	647.6	7.7	632.9	6.2	0.62	91	1	
030-Z19	0.08	22.98	21.07	21275	0.8884	3.95	0.1004	1.82	746.4	72.5	645.5	18.7	617.0	10.7	0.71	83	1	
033-Z20	0.04	79.17	33.09	40193	1.3356	0.91	0.1387	0.73	922.9	11.3	861.3	5.3	837.6	5.7	0.77	91	0	
034-Z21	0.01	110.24	54.90	228190	6.6301	0.78	0.3791	0.60	2054.6	8.8	2063.4	6.9	2072.1	10.6	0.72	101	0	
035-Z22	0.01	87.38	42.68	124417	0.8563	0.83	0.1027	0.68	619.6	10.2	628.1	3.9	630.5	4.1	0.79	102	0	
036-Z23	0.00	434.93	21.61	439441	5.7505	1.03	0.3506	0.74	1940.5	13.0	1939.0	8.9	1937.6	12.4	0.84	100	0	
039-Z24	0.25	318.38	118.65	5903	7.0012	0.92	0.3846	0.84	2125.1	6.6	2111.6	8.2	2097.8	15.1	0.90	99	0	
041-Z26	0.02	99.75	22.16	70093	1.1322	0.95	0.1256	0.84	787.0	9.0	768.8	5.1	762.5	6.1	0.88	97	0	
042-Z27	0.03	108.44	56.72	55225	6.2385	1.05	0.3572	0.78	2052.2	12.2	2009.9	9.2	1968.9	13.3	0.87	96	1	
045-Z28	0.01	417.81	105.16	291997	0.9624	0.68	0.1138	0.54	650.9	8.9	684.6	3.4	694.9	3.6	0.73	107	0	
046-Z29	0.04	50.22	31.40	43109	0.9278	1.13	0.1064	0.81	716.8	16.8	666.5	5.5	651.7	5.0	0.69	91	1	
047-Z30	0.01	202.33	78.25	139111	0.7773	0.97	0.0961	0.86	554.9	9.8	583.9	4.3	591.4	4.8	0.87	107	0	
051-Z31	0.03	57.32	22.83	51215	1.4498	1.23	0.1512	0.97	914.9	15.8	909.8	7.4	907.7	8.2	0.77	99	0	
052-Z32B	0.03	93.72	62.43	53344	0.9142	1.53	0.1075	1.23	662.4	19.3	659.3	7.4	658.4	7.7	0.80	99	1	
053-Z32N	0.05	61.34	48.68	34656	0.8661	1.49	0.1019	0.96	661.3	24.4	633.5	7.0	625.7	5.7	0.63	95	1	
054-Z33B	0.03	133.37	56.80	50275	1.3488	1.39	0.1390	0.98	939.4	20.2	867.0	8.1	839.0	7.7	0.87	89	0	
057-Z33N	0.00	76.69	22.52	380271	1.5021	0.87	0.1596	0.70	877.0	10.6	931.2	5.3	954.3	6.2	0.77	109	0	
058-Z34	0.04	77.05	54.76	42246	0.9966	1.06	0.1088	0.84	820.5	13.7	702.1	5.4	665.7	5.3	0.76	81	1	
059-Z35	0.06	41.83	19.16	27701	1.4098	1.38	0.1505	1.16	866.4	15.2	893.1	8.1	903.9	9.8	0.83	104	0	
060-Z36	0.01	384.47	184.30	259976	0.8756	1.10	0.1039	0.64	644.3	19.2	638.6	5.2	637.0	3.9	0.75	99	0	
063-Z37	0.05	77.16	35.63	34038	0.8238	1.58	0.0957	1.25	689.6	20.7	610.2	7.2	589.0	7.0	0.78	85	0	
064-Z38	0.10	40.75	15.16	17956	0.8902	2.80	0.1021	2.13	715.2	38.2	646.5	13.3	627.0	12.7	0.76	88	0	

Continuação TB-64					Razões Isotópicas				Idades Aparentes Pb/Pb e U/Pb (Ma)									
Número do spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	Th/U	
065-Z39	0.03	85.80	22.64	64435	0.8677	1.22	0.1011	0.93	682.4	16.8	634.3	5.8	620.9	5.5	0.74	91	0	
070-Z42	0.03	160.02	115.42	61223	0.8902	1.10	0.1055	0.86	647.1	15.0	646.5	5.3	646.3	5.3	0.75	100	1	
071-Z43	0.02	120.90	28.99	101302	0.8748	1.13	0.1009	0.90	704.1	14.6	638.2	5.4	619.7	5.3	0.78	88	0	
072-Z44	0.08	89.71	46.99	20875	0.9589	1.75	0.1057	1.30	799.4	24.8	682.7	8.7	647.9	8.0	0.73	81	1	
073-Z45	0.04	216.22	72.54	39989	0.8887	1.44	0.1035	1.05	684.4	20.9	645.7	6.9	634.7	6.4	0.86	93	0	
076-Z46	0.02	439.59	90.22	88099	0.8631	1.13	0.1002	0.95	690.3	13.0	631.8	5.3	615.6	5.6	0.83	89	0	
077-Z47	0.09	94.22	69.66	20770	0.7762	1.13	0.0901	0.94	689.8	13.3	583.3	5.0	556.3	5.0	0.82	81	1	
078-Z48	0.02	118.58	60.87	72152	1.2878	1.07	0.1329	0.81	936.8	14.2	840.3	6.1	804.3	6.1	0.73	86	1	
079-Z49	0.01	106.04	39.23	119773	8.2762	1.31	0.3852	0.95	2411.0	15.3	2261.7	11.9	2100.4	17.0	0.86	87	0	
082-Z50	0.00	242.08	88.85	507645	13.9778	0.96	0.5238	0.85	2772.5	7.2	2748.2	9.1	2715.3	18.9	0.88	98	0	
084-Z52	0.05	78.24	33.40	36059	0.8396	1.14	0.1039	0.84	552.8	17.0	618.9	5.3	637.2	5.1	0.71	115	0	
085-Z53	0.05	81.89	50.66	39419	0.8080	1.55	0.0971	0.98	616.3	25.9	601.3	7.0	597.3	5.6	0.82	97	1	
088-Z54	0.04	62.10	50.92	41686	0.9845	1.26	0.1122	0.99	730.1	16.4	695.9	6.3	685.4	6.4	0.77	94	1	
089-Z55	0.04	42.33	30.39	44295	0.9074	1.97	0.1022	1.41	753.7	29.0	655.7	9.5	627.5	8.4	0.71	83	1	
090-Z56	0.01	229.80	61.97	212170	0.9871	0.76	0.1164	0.60	657.6	9.9	697.2	3.8	709.6	4.0	0.74	108	0	
091-Z57	0.04	53.14	6.63	42075	0.9753	2.21	0.1118	0.88	717.6	43.1	691.2	11.1	683.1	5.7	0.62	95	0	
094-Z58	0.03	60.42	27.65	61775	1.4482	1.09	0.1517	0.80	905.3	15.3	909.1	6.5	910.7	6.8	0.70	101	0	
095-Z59	0.01	75.26	34.91	111545	6.8810	1.08	0.3841	0.99	2097.2	7.7	2096.2	9.6	2095.2	17.7	0.91	100	0	
096-Z60	0.02	136.21	33.98	95273	0.9059	1.13	0.1061	0.96	672.3	13.0	654.9	5.5	649.9	5.9	0.83	97	0	
100-Z62	0.04	50.64	11.00	48761	0.9416	2.10	0.1078	1.55	719.1	29.9	673.7	10.3	660.2	9.8	0.73	92	0	
101-Z63	0.09	28.17	8.89	20088	0.9803	1.73	0.1080	1.35	801.0	22.5	693.7	8.7	661.1	8.5	0.77	83	0	
102-Z64	0.02	139.40	62.22	72664	0.9052	0.95	0.1061	0.67	669.6	14.4	654.5	4.6	650.1	4.2	0.66	97	0	
103-Z65	0.01	212.15	42.14	152897	1.1555	1.17	0.1279	0.61	791.9	21.0	779.9	6.4	775.6	4.5	0.66	98	0	
106-Z66	0.03	115.85	45.34	63365	0.8814	1.58	0.1022	1.02	693.6	25.6	641.7	7.5	627.1	6.1	0.63	90	0	
107-Z67	0.02	112.81	31.79	83154	1.7087	1.20	0.1599	0.99	1133.7	13.6	1011.8	7.7	956.4	8.8	0.81	84	0	
108-Z68	0.01	89.76	21.97	165537	0.9008	1.34	0.1088	1.09	604.7	16.6	652.2	6.4	666.0	6.9	0.81	110	0	
109-Z69	0.04	59.46	41.04	47903	0.9142	2.51	0.1081	1.03	651.6	49.2	659.3	12.2	661.6	6.5	0.64	102	1	
112-Z70	0.20	218.17	88.46	8995	0.8578	0.87	0.1030	0.73	618.4	10.2	628.9	4.1	631.9	4.4	0.82	102	0	
113-Z71	0.10	45.32	41.78	16817	0.9729	1.46	0.1083	1.15	778.5	18.6	690.0	7.3	663.1	7.3	0.78	85	1	
114-Z72	0.01	60.89	36.02	128461	0.9647	1.58	0.1114	1.35	702.7	17.5	685.8	7.9	680.6	8.7	0.85	97	1	
115-Z73	0.05	56.88	25.62	33883	0.8998	2.30	0.1075	1.10	629.0	43.6	651.6	11.1	658.1	6.9	0.71	105	0	
116-Z74	0.02	43.26	20.32	88673	6.9401	0.83	0.3957	0.70	2059.5	8.0	2103.8	7.4	2149.4	12.8	0.81	104	0	

TB-32					Razões Isotópicas				Idades Aparentes (Ma)								
Número do spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	Th/U
004-Z01	0.05	109.92	56.00	35655	1.2145	1.30	0.1283	1.17	888.2	11.4	807.2	7.2	778.2	8.6	0.90	88	1
005-Z02	0.01	147.67	44.10	118347	17.7236	0.99	0.5824	0.88	2985.8	7.4	2974.9	9.5	2958.7	20.8	0.87	99	0
006-Z03	0.16	199.24	31.43	9883	4.8843	2.82	0.2912	1.49	1980.8	42.7	1799.6	23.8	1647.4	21.6	0.76	83	0
007-Z04	0.03	111.29	51.75	53832	0.9143	1.27	0.1094	0.93	624.8	18.6	659.4	6.2	669.5	5.9	0.71	107	0
008-Z05	0.05	99.49	66.23	37649	0.7544	1.67	0.0894	1.37	645.9	20.2	570.8	7.3	552.1	7.3	0.82	85	1
009-Z06	0.13	260.81	98.45	10505	12.6865	1.30	0.4661	0.98	2804.9	14.1	2656.7	12.3	2466.4	20.0	0.73	88	0
010-Z07	0.04	82.19	22.42	49930	1.0290	2.94	0.1126	1.59	815.1	51.8	718.4	15.1	687.8	10.4	0.77	84	0
013-Z08	0.01	188.70	144.93	163806	1.7649	1.28	0.1743	1.02	1026.0	15.6	1032.7	8.3	1035.8	9.7	0.78	101	1
014-Z09	0.00	133.30	39.35	360265	6.6865	1.53	0.3876	1.47	2030.3	7.8	2070.8	13.5	2111.8	26.4	0.96	104	0
015-Z10	0.06	167.21	115.22	29740	0.9601	1.12	0.1087	0.84	742.7	15.8	683.4	5.6	665.5	5.3	0.72	90	1
016-Z11	0.02	113.89	78.47	78815	7.5522	1.17	0.4256	0.89	2080.3	13.4	2179.2	10.5	2285.8	17.2	0.88	110	1
018-Z13	0.05	40.96	26.42	32474	0.9548	2.01	0.1096	1.42	714.3	30.3	680.6	10.0	670.4	9.0	0.70	94	1
020-Z15	0.07	37.66	20.28	24690	1.0471	3.67	0.1151	1.68	804.8	68.3	727.4	19.0	702.6	11.2	0.71	87	1
023-Z16	0.02	53.24	14.35	86425	15.5473	0.98	0.5700	0.90	2808.3	6.6	2849.4	9.4	2907.8	21.0	0.90	104	0
024-Z17	0.04	61.32	36.71	43532	0.9154	1.70	0.1065	1.43	685.6	19.8	659.9	8.2	652.5	8.8	0.83	95	1
025-Z18	0.02	108.01	54.88	102121	0.8219	1.07	0.0996	0.84	598.7	14.4	609.1	4.9	611.9	4.9	0.76	102	1
026-Z19	0.03	89.86	34.74	52570	4.6563	1.07	0.3147	0.65	1754.1	15.6	1759.4	8.9	1763.9	10.0	0.77	101	0
027-Z20	0.01	36.83	48.87	101632	7.3382	1.05	0.4110	0.90	2091.0	9.6	2153.5	9.4	2219.6	16.9	0.84	106	1
028-Z21	0.10	318.47	95.19	15245	4.6102	0.79	0.2802	0.66	1946.0	7.6	1751.1	6.6	1592.5	9.4	0.81	82	0
029-Z22	0.03	63.45	30.32	50680	0.9060	1.44	0.1090	0.88	613.5	24.6	654.9	6.9	667.0	5.6	0.59	109	0
033-Z24	0.01	134.81	38.70	211079	10.9112	1.01	0.4775	0.87	2515.1	8.5	2515.6	9.4	2516.2	18.1	0.85	100	0
034-Z25	0.04	42.77	24.50	34905	8.0687	0.96	0.4302	0.83	2177.4	8.6	2238.7	8.7	2306.5	16.1	0.84	106	1
035-Z26	0.01	224.42	7.57	140929	17.2871	1.22	0.5610	1.13	3006.1	7.5	2950.9	11.7	2870.6	26.2	0.92	95	0
036-Z27	0.57	237.51	121.80	3065	0.9738	1.50	0.1132	1.11	688.2	21.4	690.4	7.5	691.1	7.3	0.88	100	1
037-Z28	0.04	105.62	111.47	49752	0.9683	1.14	0.1120	0.81	698.7	17.0	687.6	5.7	684.2	5.3	0.68	98	1
038-Z29	0.02	270.50	63.07	75467	13.1054	1.48	0.5188	1.44	2682.2	6.1	2687.3	14.0	2694.0	31.6	0.97	100	0
039-Z30	0.01	106.57	52.24	261794	15.4595	0.95	0.5330	0.81	2908.2	8.1	2844.0	9.1	2754.2	18.1	0.83	95	0
040-Z31	0.01	95.43	62.97	192630	6.7846	1.45	0.3789	0.98	2096.2	18.8	2083.7	12.9	2071.1	17.4	0.83	99	1
043-Z32	0.08	102.30	89.45	22641	1.3013	1.04	0.1379	0.82	881.2	13.2	846.3	6.0	833.1	6.4	0.76	95	1
045-Z34	0.02	109.11	6.80	108381	0.9879	1.95	0.1143	1.85	698.1	12.7	697.6	9.8	697.5	12.2	0.95	100	0
046-Z35	0.01	102.56	72.67	226214	7.1135	0.83	0.4005	0.64	2082.1	9.2	2125.7	7.4	2171.1	11.8	0.83	104	1
047-Z36	0.01	85.28	51.00	160070	1.2338	1.27	0.1337	0.89	834.9	18.9	816.1	7.1	809.2	6.7	0.67	97	1
048-Z37	0.03	237.23	156.59	55906	0.8817	0.75	0.1048	0.62	640.2	9.0	641.9	3.6	642.4	3.8	0.79	100	1
049-Z38	0.02	482.52	27.83	99432	0.8864	0.90	0.1079	0.75	588.6	11.1	644.4	4.3	660.5	4.7	0.80	112	0
050-Z39	0.04	42.85	23.64	42972	4.9162	1.38	0.3351	0.83	1739.0	20.2	1805.0	11.7	1862.8	13.5	0.78	107	1
054-Z40	0.06	104.81	30.17	31315	1.3620	1.21	0.1448	1.04	874.9	12.9	872.7	7.1	871.9	8.5	0.85	100	0

ContinuaçãoTB-32					Razões Isotópicas				Idades Aparentes (Ma)						rho	Conc (%)	Th/U
Número do spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ			
055-Z41	0.01	66.78	27.91	118312	6.3855	1.33	0.3654	1.21	2053.5	9.7	2030.3	11.7	2007.5	20.9	0.91	98	0
056-Z42	0.11	59.73	51.99	15919	0.9302	2.50	0.1103	1.12	645.8	47.2	667.7	12.1	674.2	7.2	0.68	104	1
057-Z43	0.01	62.71	24.12	136613	6.9590	1.46	0.3939	1.12	2072.6	16.6	2106.2	13.0	2140.8	20.4	0.75	103	0
058-Z44	0.07	39.42	19.62	25836	0.9447	2.38	0.1093	1.82	697.6	32.4	675.3	11.7	668.7	11.6	0.76	96	0
059-Z45	0.02	147.92	50.62	83235	0.9478	2.68	0.1063	1.79	764.3	42.1	677.0	13.3	651.0	11.1	0.66	85	0
062-Z47	0.07	55.84	25.26	25562	1.3072	1.83	0.1351	1.38	933.5	24.4	848.9	10.5	816.9	10.6	0.75	88	0
063-Z48	0.04	68.92	61.88	39776	6.8604	1.16	0.3754	1.04	2132.0	8.7	2093.6	10.3	2054.7	18.4	0.89	96	1
064-Z49	0.02	462.22	64.96	111607	0.8351	1.04	0.1009	0.82	605.1	13.7	616.5	4.8	619.6	4.9	0.77	102	0
065-Z50	0.01	160.71	134.30	310839	5.0168	1.59	0.2987	0.99	1982.9	22.1	1822.2	13.5	1684.9	14.7	0.81	85	1
066-Z51	0.03	34.11	22.08	56978	5.8727	2.05	0.3709	1.78	1877.1	18.4	1957.2	17.8	2033.8	31.1	0.86	108	1
067-Z52	0.09	33.88	16.31	19780	0.9968	2.67	0.1084	2.04	827.8	35.4	702.2	13.4	663.6	12.8	0.76	80	0
068-Z53	0.14	20.04	15.02	12322	0.8139	4.59	0.0962	3.06	652.2	71.6	604.6	20.7	592.0	17.3	0.67	91	1
069-Z54	0.01	55.54	51.35	122486	7.5570	2.37	0.4315	1.66	2057.0	29.8	2179.8	21.3	2312.6	32.3	0.88	112	1
072-Z55	0.15	19.50	10.40	11695	0.9110	4.49	0.1058	2.87	689.6	71.8	657.6	21.5	648.3	17.7	0.64	94	1
073-Z56	0.02	51.18	12.73	77214	3.8964	1.95	0.2777	1.65	1656.5	19.4	1612.9	15.8	1579.7	23.1	0.84	95	0
074-Z57	0.01	125.65	47.72	274967	7.0952	1.37	0.4009	1.25	2075.4	9.9	2123.4	12.2	2173.4	23.0	0.91	105	0
075-Z58	0.01	134.16	14.83	148777	1.2448	2.05	0.1396	1.60	764.1	27.0	821.1	11.5	842.2	12.6	0.92	110	0
077-Z60	0.04	25.51	9.46	41389	4.7841	2.11	0.3199	1.74	1773.5	21.6	1782.1	17.7	1789.4	27.2	0.82	101	0
078-Z61	0.04	60.01	16.89	48497	0.8396	2.50	0.1017	2.14	598.8	27.7	618.9	11.6	624.4	12.7	0.86	104	0
082-Z63	0.06	58.72	56.31	30842	1.1054	1.55	0.1280	1.36	695.3	15.7	756.0	8.2	776.6	9.9	0.87	112	1
083-Z64	0.02	52.15	14.30	84468	3.2683	1.65	0.2695	1.49	1381.4	13.9	1473.5	12.9	1538.3	20.4	0.90	111	0
085-Z66	0.01	140.10	77.85	208758	4.8227	1.48	0.3167	0.92	1806.8	21.0	1788.9	12.4	1773.6	14.3	0.60	98	1
086-Z67	0.01	82.40	25.74	151673	11.0780	1.20	0.4711	1.05	2562.9	10.0	2529.7	11.2	2488.6	21.6	0.86	97	0
087-Z68	0.03	40.52	10.25	55171	9.2307	1.48	0.4403	1.02	2369.0	18.2	2361.2	13.5	2352.2	20.1	0.67	99	0
088-Z69	0.07	58.21	35.56	25971	1.1744	3.52	0.1272	1.72	836.9	63.9	788.7	19.3	771.8	12.5	0.74	92	1
091-Z70	0.02	46.58	55.21	91401	6.9937	2.06	0.4020	1.62	2045.2	22.5	2110.6	18.3	2178.4	29.9	0.78	107	1
093-Z72	0.01	63.47	46.86	103530	7.1400	1.26	0.4141	1.11	2029.6	10.6	2129.0	11.2	2233.5	20.9	0.87	110	1
094-Z73	0.06	83.35	18.14	28294	1.5691	2.12	0.1663	1.64	882.2	27.8	958.1	13.1	991.4	15.0	0.91	112	0
097-Z76	0.42	41.62	33.37	4232	0.9490	3.11	0.1066	1.96	759.4	50.2	677.6	15.3	653.2	12.2	0.62	86	1

TB-81					Razões Isotópicas				Idades Aparentes (Ma)								rho	Conc (%)	Th/U
Número do Spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ					
004-Z1	0.04	57.31	31.88	38560	1.5495	1.37	0.1504	1.03	1060.7	17.9	950.3	8.4	903.4	8.7	0.74	85	1		
005-Z2	0.05	22.20	18.04	30676	4.1095	2.07	0.2832	1.59	1718.4	24.0	1656.2	16.8	1607.6	22.7	0.76	94	1		
006-Z3	0.12	50.31	15.95	14785	1.2399	2.81	0.1320	1.44	873.0	49.2	818.8	15.7	799.0	10.8	0.74	92	0		
007-Z4	0.01	151.63	49.48	196225	7.2733	1.16	0.3884	0.87	2174.3	13.4	2145.5	10.4	2115.6	15.7	0.73	97	0		
008-Z5	0.01	139.68	37.73	113002	6.0538	1.33	0.3482	1.02	2044.0	15.2	1983.6	11.6	1926.2	17.0	0.75	94	0		
009-Z6	0.00	312.02	148.47	517425	4.0573	1.17	0.2770	0.84	1735.4	15.1	1645.8	9.6	1576.5	11.7	0.69	91	0		
010-Z7	0.04	150.38	78.37	42017	0.8408	2.57	0.0987	1.17	666.4	48.9	619.6	11.9	606.8	6.8	0.66	91	1		
013-Z8	0.01	272.93	53.71	228164	4.8059	1.46	0.2813	1.07	2013.3	17.8	1785.9	12.3	1597.9	15.1	0.71	79	0		
014-Z9	0.00	156.05	42.79	305918	6.9672	1.28	0.3744	1.02	2163.7	13.4	2107.3	11.3	2050.0	17.9	0.79	95	0		
015-Z10	0.01	67.74	149.98	191927	13.2607	1.11	0.4800	0.89	2829.1	10.8	2698.4	10.4	2527.3	18.5	0.78	89	2		
016-Z11	0.69	95.00	35.77	2569	0.8560	3.68	0.0979	1.43	721.3	70.3	628.0	17.1	602.4	8.3	0.62	84	0		
017-Z12N	0.11	231.31	158.61	16316	0.9815	1.21	0.1131	0.96	706.9	15.5	694.4	6.1	690.5	6.3	0.78	98	1		
018-Z12B	0.07	357.86	130.25	25544	0.9771	1.05	0.1137	0.82	686.0	13.9	692.1	5.3	694.0	5.4	0.76	101	0		
019-Z13	0.03	223.59	94.92	56675	0.8516	1.22	0.0991	0.96	685.5	16.1	625.5	5.7	609.1	5.6	0.77	89	0		
023-Z15	0.01	400.36	70.03	248829	0.8649	1.12	0.1033	0.82	629.8	16.4	632.8	5.3	633.7	5.0	0.71	101	0		
024-Z16	0.00	206.91	166.84	336829	6.3455	1.37	0.3704	1.18	2018.0	12.5	2024.8	12.0	2031.4	20.5	0.85	101	1		
025-Z17	0.07	292.42	67.69	23916	0.8850	1.37	0.1033	1.02	677.9	19.6	643.7	6.6	634.0	6.2	0.73	94	0		
026-Z18	0.00	198.13	208.73	468671	6.1158	1.69	0.3528	0.88	2039.0	25.6	1992.5	14.8	1948.0	14.7	0.69	96	1		
027-Z19	0.02	239.29	29.43	100548	1.1180	1.16	0.1215	0.86	829.3	16.1	762.0	6.2	739.3	6.0	0.72	89	0		
028-Z20	0.01	244.48	109.78	277181	4.4123	1.29	0.3047	1.02	1714.6	14.3	1714.6	10.6	1714.6	15.4	0.78	100	0		
029-Z21	0.03	120.90	52.19	54591	0.8278	1.58	0.0983	1.16	641.6	23.0	612.4	7.3	604.5	6.7	0.72	94	0		
030-Z22	0.21	232.53	189.86	8516	0.8668	2.10	0.0987	1.04	730.9	38.1	633.9	9.8	607.0	6.0	0.68	83	1		
033-Z23	0.03	74.97	37.47	67436	0.9054	1.97	0.1053	1.41	687.1	29.2	654.6	9.5	645.2	8.7	0.71	94	0		
034-Z24	0.02	189.73	74.39	79563	0.9426	1.37	0.1116	1.03	648.1	19.4	674.2	6.7	682.1	6.7	0.74	105	0		
037-Z27	0.01	47.05	102.41	166473	5.7927	1.23	0.3543	0.90	1934.8	14.8	1945.3	10.6	1955.2	15.2	0.72	101	2		
038-Z28	0.02	176.71	50.09	90065	0.9335	1.33	0.1074	1.08	708.9	16.5	669.5	6.5	657.8	6.7	0.80	93	0		
040-Z30	0.02	191.23	32.79	95393	0.9376	1.71	0.1098	1.12	672.2	27.7	671.6	8.4	671.5	7.2	0.78	100	0		
043-Z31	0.04	304.64	77.72	41153	1.1328	1.60	0.1250	1.09	798.3	24.5	769.1	8.6	759.1	7.8	0.67	95	0		
044-Z32	0.00	314.70	180.13	612841	4.3753	1.27	0.2989	1.02	1734.9	13.9	1707.7	10.5	1685.6	15.2	0.79	97	1		
045-Z33	0.02	145.22	53.63	88403	0.8482	1.31	0.1016	1.02	622.2	17.7	623.7	6.1	624.1	6.1	0.76	100	0		
046-Z34	0.01	165.55	73.59	167682	5.5341	1.42	0.3200	0.95	2035.0	18.8	1905.9	12.2	1789.6	14.8	0.78	88	0		
049-Z37N	0.02	133.50	75.06	67831	2.0616	1.55	0.1830	1.15	1238.4	20.5	1136.2	10.6	1083.4	11.5	0.73	87	1		
054-Z38	0.03	55.81	29.56	52123	4.7214	1.30	0.3127	0.98	1791.3	15.5	1771.0	10.9	1753.9	15.1	0.74	98	1		
055-Z39	0.01	658.94	100.37	266117	0.8682	1.32	0.1051	1.17	599.9	13.5	634.6	6.2	644.4	7.2	0.88	107	0		
056-Z40	0.01	257.34	130.54	165505	0.8791	1.57	0.1047	1.08	635.6	24.6	640.5	7.5	641.9	6.6	0.82	101	1		
057-Z41	0.02	206.57	23.03	106957	0.8762	1.17	0.1040	0.88	643.3	16.5	638.9	5.5	637.7	5.4	0.73	99	0		

Continuação TB-81					Razões Isotópicas				Idades Aparentes (Ma)								rho	Conc (%)	Th/U
Número do Spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ					
058-Z42	0.00	109.52	53.23	404636	6.9111	1.21	0.3664	1.00	2187.0	11.8	2100.1	10.8	2012.5	17.4	0.81	92	0		
060-Z44	0.01	217.44	57.31	196137	0.8202	2.28	0.0974	1.40	642.7	38.5	608.2	10.4	599.0	8.0	0.80	93	0		
063-Z45	0.03	137.97	49.97	65183	0.8160	2.06	0.0981	1.77	616.4	22.6	605.8	9.4	603.0	10.2	0.86	98	0		
064-Z46	0.02	59.41	29.65	67826	4.2588	1.88	0.2836	1.31	1781.3	24.6	1685.4	15.4	1609.5	18.6	0.69	90	0		
065-Z47	0.02	281.76	116.27	109681	0.8151	1.29	0.0947	0.99	689.3	17.6	605.3	5.9	583.1	5.5	0.75	85	0		
067-Z49	0.01	468.03	120.09	205045	0.7706	1.28	0.0939	1.04	585.0	16.4	580.1	5.7	578.8	5.8	0.80	99	0		
068-Z50	0.01	123.50	54.73	202436	3.2055	1.28	0.2469	0.97	1511.1	15.8	1458.5	9.9	1422.6	12.3	0.74	94	0		
069-Z51	0.00	220.08	19.61	408631	5.5955	1.44	0.3322	1.11	1988.3	16.3	1915.4	12.4	1848.8	17.9	0.76	93	0		
070-Z52N	0.03	122.68	55.85	63930	0.7419	3.26	0.0893	1.48	613.7	62.8	563.5	14.1	551.1	7.8	0.68	90	0		
074-Z53	0.00	177.73	62.94	433216	12.8498	1.43	0.5111	1.02	2674.2	16.5	2668.7	13.4	2661.4	22.3	0.70	100	0		
075-Z54	0.00	273.53	98.20	410451	6.4477	1.83	0.3530	1.61	2131.3	15.5	2038.8	16.1	1948.7	27.0	0.87	91	0		
076-Z55	0.04	54.11	18.42	44066	0.8570	3.54	0.1000	1.89	678.5	64.1	628.5	16.6	614.7	11.1	0.76	91	0		
077-Z56	0.02	104.32	49.40	77338	0.8559	1.81	0.1022	1.40	629.6	24.6	627.9	8.5	627.4	8.4	0.77	100	0		
079-Z58N	0.00	313.97	230.59	375349	5.9354	1.53	0.3329	1.08	2088.5	19.1	1966.4	13.3	1852.5	17.4	0.69	89	1		
086-Z60	0.01	134.34	90.63	126433	7.4506	1.78	0.4060	1.24	2139.2	22.3	2167.1	15.9	2196.6	23.0	0.84	103	1		
087-Z61	0.02	52.50	22.38	81475	4.4724	1.75	0.3012	1.42	1760.7	18.7	1725.9	14.6	1697.3	21.2	0.81	96	0		
088-Z62	0.01	231.09	66.60	118239	0.9433	1.48	0.1084	1.14	712.7	20.1	674.6	7.3	663.2	7.2	0.76	93	0		
089-Z63	0.05	61.59	58.18	34349	0.8824	2.65	0.1005	1.93	730.1	38.4	642.3	12.6	617.6	11.4	0.72	85	1		
090-Z64	0.04	101.88	36.72	46098	0.9051	3.22	0.1042	1.50	707.3	60.7	654.4	15.5	639.2	9.1	0.70	90	0		
093-Z65	0.02	352.16	119.11	94457	4.9885	1.48	0.2973	1.21	1981.4	15.3	1817.4	12.5	1677.8	17.8	0.81	85	0		
095-Z67	0.01	86.71	38.99	142648	4.3301	1.74	0.2911	1.43	1763.8	18.0	1699.1	14.3	1647.1	20.8	0.82	93	0		
096-Z68N	0.00	381.03	166.00	755726	9.4360	1.42	0.4191	1.01	2489.9	16.8	2381.3	13.0	2256.6	19.3	0.83	91	0		
097-Z68B	0.00	463.02	124.99	757772	9.1461	1.25	0.4075	1.00	2484.6	12.6	2352.7	11.4	2203.7	18.7	0.79	89	0		
098-Z69	0.02	170.67	85.62	78789	0.7925	1.45	0.0936	1.17	654.6	18.3	592.6	6.5	576.5	6.4	0.80	88	1		
099-Z70	0.01	299.74	123.68	125130	0.8956	1.55	0.1048	1.16	673.9	22.1	649.4	7.4	642.4	7.1	0.73	95	0		

TB-83																	
Número do Spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Razões Isotópicas				Idades Aparentes Pb/Pb e U/Pb (Ma)								Th/U
					207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	
004-Z1	0.00	193.83	74.44	307794	5.0853	0.89	0.3454	0.80	1745.1	7.2	1833.7	7.6	1912.7	13.2	0.88	110	0
005-Z2	0.44	57.78	21.12	3987	1.1246	1.84	0.1235	1.15	807.6	29.7	765.2	9.8	750.7	8.2	0.61	93	0
009-Z4	0.08	60.64	39.62	22614	1.0184	1.51	0.1184	1.03	686.5	23.7	713.1	7.8	721.6	7.0	0.66	105	1
011-Z6	0.02	344.83	47.91	58941	7.3017	1.24	0.4156	0.99	2062.8	13.2	2149.0	11.1	2240.4	18.7	0.78	109	0
012-Z7	0.09	224.06	109.83	17800	3.7555	0.97	0.2728	0.68	1621.4	12.8	1583.3	7.7	1554.9	9.4	0.76	96	0
015-Z8	0.02	249.82	105.03	96005	4.4935	1.13	0.2748	0.93	1935.5	11.3	1729.8	9.4	1564.9	13.0	0.81	81	0
016-Z9	0.29	105.08	59.42	5379	5.4680	1.13	0.3254	0.83	1983.9	13.3	1895.6	9.6	1816.0	13.2	0.72	92	1
017-Z10	0.01	132.74	95.76	201538	20.2640	1.44	0.6596	1.30	3001.1	10.1	3104.0	13.9	3265.7	33.2	0.89	109	1
018-Z11	0.05	62.58	19.43	33034	1.0514	3.37	0.1138	1.53	838.0	61.4	729.6	17.4	694.8	10.1	0.70	83	0
021-Z12	0.03	60.01	35.15	53275	7.0458	1.37	0.3966	1.12	2082.4	13.8	2117.2	12.2	2153.2	20.5	0.81	103	1
022-Z13	0.06	66.39	12.03	29115	0.9645	2.08	0.1124	1.59	682.0	28.6	685.6	10.3	686.7	10.3	0.76	101	0
023-Z14	0.16	74.27	30.25	11002	0.8171	2.78	0.1000	1.90	577.3	43.3	606.4	12.6	614.3	11.1	0.68	106	0
034-Z21	0.04	105.72	45.40	47256	0.9108	1.28	0.1079	1.00	646.2	17.1	657.5	6.2	660.8	6.3	0.77	102	0
035-Z22	0.02	38.01	16.82	55251	17.2312	1.29	0.6007	1.08	2890.3	11.6	2947.8	12.4	3032.7	26.0	0.82	105	0
036-Z23B	0.06	187.91	173.44	31511	0.7931	1.53	0.0953	0.89	615.6	26.8	592.9	6.9	587.0	5.0	0.76	95	1
039-Z23N	0.02	118.68	51.22	100102	0.7447	1.57	0.0933	1.15	526.2	23.6	565.2	6.8	574.9	6.3	0.72	109	0
040-Z24	0.01	87.73	16.10	103314	6.5393	1.37	0.3811	1.19	2020.9	12.2	2051.2	12.1	2081.5	21.1	0.86	103	0
041-Z25	0.06	79.53	64.42	29355	0.7897	2.19	0.0975	1.56	556.5	33.2	591.0	9.8	600.0	8.9	0.70	108	1
046-Z28	0.10	100.76	64.83	17074	0.8461	1.85	0.1004	1.19	642.9	30.2	622.5	8.6	616.9	7.0	0.63	96	1
047-Z29	0.02	54.90	34.50	93751	7.1110	1.25	0.4046	1.00	2063.2	13.2	2125.4	11.1	2190.4	18.6	0.79	106	1
053-Z32	0.05	134.26	28.93	36788	1.1132	2.04	0.1278	1.61	713.4	26.7	759.7	10.9	775.5	11.7	0.78	109	0
057-Z34	0.02	52.10	20.01	73545	4.3130	1.53	0.2895	1.17	1766.7	18.1	1695.9	12.6	1639.1	16.9	0.75	93	0
059-Z36	0.11	55.79	17.37	15382	1.9039	2.32	0.1812	1.64	1100.2	32.8	1082.4	15.5	1073.7	16.3	0.70	98	0
064-Z39	0.02	154.99	50.94	86050	6.6135	0.93	0.3833	0.72	2030.7	10.6	2061.2	8.2	2091.8	12.8	0.73	103	0
065-Z40	0.04	12.14	8.28	32233	22.9950	2.27	0.6696	1.67	3178.9	24.4	3226.7	22.1	3304.2	43.3	0.73	104	1
066-Z41	0.05	146.29	86.34	37899	1.0705	2.09	0.1218	1.07	732.5	38.1	739.0	11.0	741.2	7.5	0.72	101	1
071-Z44	0.32	28.80	7.49	5541	1.0761	4.29	0.1149	2.43	866.1	71.6	741.7	22.3	701.2	16.2	0.56	81	0
077-Z48	0.01	79.15	17.47	115038	13.9630	1.24	0.5132	1.06	2804.1	10.5	2747.2	11.8	2670.5	23.2	0.84	95	0
078-Z49	0.87	146.64	54.67	2026	0.9371	2.35	0.1053	1.06	759.7	43.4	671.3	11.5	645.3	6.6	0.67	85	0
081-Z50	0.14	50.49	27.63	12433	0.9476	4.00	0.1097	2.87	695.4	58.1	676.8	19.6	671.3	18.3	0.72	97	1
084-Z53	0.06	97.49	70.08	31160	0.9140	3.07	0.1046	1.53	720.3	56.5	659.2	14.9	641.4	9.4	0.73	89	1
087-Z54	0.06	46.98	23.43	27016	1.3145	3.70	0.1358	2.59	934.9	54.1	852.1	21.3	820.6	20.0	0.70	88	0
089-Z56	0.01	78.76	28.52	217098	13.4447	1.80	0.4982	1.48	2790.9	16.6	2711.4	17.0	2606.1	31.8	0.82	93	0
093-Z58	0.00	168.95	38.25	333234	13.4976	1.94	0.5062	1.59	2771.4	18.4	2715.1	18.4	2640.2	34.4	0.81	95	0
094-Z59	0.13	60.56	12.79	13950	1.0534	2.44	0.1152	1.83	815.7	33.3	730.6	12.6	703.1	12.2	0.75	86	0
103-Z62	0.02	258.04	183.15	102557	0.8387	0.84	0.1000	0.61	632.4	12.4	618.5	3.9	614.7	3.6	0.67	97	1

Continuação TB-83					Razões Isotópicas				Idades Aparentes Pb/Pb e U/Pb (Ma)									
Número do Spot	f(206) %	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207/235	1σ (%)	206/238	1σ (%)	207/206	1σ	207/235	1σ	206/238	1σ	rho	Conc (%)	Th/U	
104-Z63	0.20	111.11	77.23	8725	0.7078	2.70	0.0843	0.93	634.4	53.5	543.4	11.3	522.0	4.7	0.55	82	1	
108-Z65	0.42	722.73	104.94	4270	0.8514	1.07	0.0993	0.84	681.1	14.0	625.4	5.0	610.1	4.9	0.77	90	0	
109-Z66	0.01	228.19	80.87	231511	6.8581	0.99	0.3863	0.79	2080.9	10.3	2093.3	8.7	2105.8	14.3	0.78	101	0	
115-Z70	0.06	82.26	36.10	30556	1.3193	0.98	0.1369	0.72	925.5	13.6	854.2	5.7	827.0	5.6	0.70	89	0	
119-Z72	0.03	451.42	183.07	55072	6.6135	0.93	0.3823	0.76	2035.3	9.5	2061.1	8.2	2087.1	13.5	0.79	103	0	
120-Z73	0.02	83.60	69.17	78650	0.8420	1.32	0.1004	0.95	632.7	19.7	620.3	6.1	616.9	5.6	0.70	97	1	
121-Z74	0.01	167.59	9.32	188300	1.0254	1.18	0.1192	0.95	687.7	15.0	716.6	6.1	725.9	6.5	0.79	106	0	
122-Z75	0.00	238.56	41.35	467253	6.2080	0.98	0.3576	0.69	2041.5	12.2	2005.6	8.5	1970.9	11.8	0.72	97	0	
125-Z76	0.58	196.13	43.13	3055	0.9914	1.32	0.1134	0.84	722.5	21.3	699.4	6.6	692.3	5.6	0.61	96	0	
126-Z77	0.04	200.84	62.55	46899	0.9086	1.12	0.1028	0.88	745.0	14.6	656.3	5.4	630.8	5.3	0.77	85	0	
127-Z78	0.00	113.52	68.46	381569	7.2091	0.83	0.4079	0.59	2073.0	10.3	2137.6	7.4	2205.5	11.0	0.65	106	1	
128-Z79N	0.04	321.64	192.49	36793	5.3095	3.48	0.3238	0.78	1940.2	60.6	1870.4	29.7	1808.2	12.3	0.38	93	1	
131-Z79B	0.01	212.69	74.70	259502	6.4997	1.05	0.3672	0.82	2075.8	11.4	2045.9	9.2	2016.3	14.2	0.76	97	0	
132-Z80	0.10	36.12	19.67	18066	1.3592	2.67	0.1347	1.74	1018.7	41.0	871.5	15.6	814.8	13.3	0.64	80	1	
133-Z81	0.00	278.76	49.53	542098	6.9876	0.90	0.3907	0.70	2094.1	10.1	2109.9	8.0	2126.1	12.6	0.74	102	0	

